

UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**Estudo comparativo de dados de sondagens de pesquisa  
petrolífera e de afloramentos do Jurássico Médio do sector  
central da Bacia Lusitânica**

João Luís Jorge Pessoa

**Mestrado em Geologia**

Especialização em Estratigrafia, Sedimentologia e Paleontologia

Dissertação orientada por:

Professora Doutora Ana Cristina Costa Neves dos Santos Azerêdo

2019

## Agradecimentos

O mundo das rochas carbonatadas sempre me fascinou desde o primeiro momento em que tive conhecimento da sua existência. Ao longo da minha formação tive a oportunidade de desenvolver mais esse fascínio, em especial no 3º. ano da licenciatura aquando da disciplina de Estratigrafia e Geoistória, e por isso o primeiro agradecimento tem que ir inevitavelmente para a Professora Ana Cristina Azerêdo, por tudo o que me ensinou e tem ensinado, por todas as lições que me tem dado, bem como a motivação para poder alcançar os meus objectivos académicos e profissionais.

Ao Doutor José Miguel Martins e à Dra. Rita Silva da ex-Entidade Nacional para o Mercado dos Combustíveis (ENMC)/Unidade de Pesquisa e Exploração de Recursos Petrolíferos (UPEP) por toda a disponibilidade e cooperação que sempre demonstraram para comigo e para com a realização deste projecto.

À própria ex-ENMC/UPEP em si, por ter disponibilizado todo o material necessário desde os relatórios de poço às lâminas delgadas, bem como ter disponibilizado um espaço próprio onde tive a oportunidade de efectuar as pesquisas necessárias aos relatórios e a análise das lâminas delgadas.

À Doutora Cyntia Mourão pelo apoio prestado na preparação e realização das lâminas delgadas que decorreram nos laboratórios do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (FCUL), instituição à qual agradeço ter proporcionado as condições para realizar esta tese.

Por fim, mas não em último, um agradecimento muito especial aos meus pais, aos meus avós e irmãos Pedro e António, à minha cunhada Ana e ao meu tio Miguel por toda a paciência que tiveram para comigo ao longo deste tempo, por todo o apoio prestado e por não me terem deixado desviar do caminho traçado. Sei que não foi fácil pois houve alturas em que se não fossem vocês nada disto teria sido possível. Tenho muita sorte por vos ter ao meu lado.

Ao Alexandre Silva, ao José Estrangeiro, ao Francisco Galvão, ao Pedro Macieira e ao Tiago Nascimento por toda a amizade, ajuda e compreensão ao longo destes anos todos, e que venham muitos mais!

Aos meus amigos do El Corte Inglés que sempre me incentivaram e demonstraram o quão importante era terminar esta etapa da minha formação enquanto geólogo e acima de tudo Homem.

A todos vós, um muito obrigado!

“Talvez não tenha conseguido fazer o melhor,  
mas lutei para que o melhor fosse feito.  
Não sou o que deveria ser, mas Graças a Deus,  
não sou o que era antes”.

(Marthin Luther King)

## Resumo

O presente trabalho consistiu na análise de dados de algumas sondagens de pesquisa petrolífera realizadas na zona central da Bacia Lusitânica e sua correlação com estudos anteriormente realizados em afloramentos, com incidência em unidades do Jurássico Médio, mais propriamente entre o Bajociano e o Batoniano mas abrangendo também, localmente, a parte inferior do Caloviano.

O principal objectivo centrou-se na comparação entre litofácies com características potenciais de reservatório previamente descritas por Azerêdo (1993, 1998) no Maciço Calcário Estremenho e por Martins (2007, 2008) nos Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere e as possíveis equivalentes e associações das mesmas referidas nos relatórios/materiais de sondagens escolhidos: Ramalhal – 1 e Benfeito – 1 (região de Torres Vedras), Alcobaça – 1, Aljubarrota – 2 e Aljubarrota – 3 (região de Alcobaça) e Vermoil – 1 (Leiria). Ao longo deste trabalho, através do estudo das microfácies e considerando a biozonação de foraminíferos bentónicos estabelecida por aqueles autores foram também verificadas e efectuadas correções das profundidades a que os intervalos de idade foram datados, nomeadamente os limites Bajociano-Batoniano e Batoniano-Caloviano.

Outro objectivo igualmente aliciante foi averiguar a continuidade lateral e/ou variabilidade das litofácies e das formações entre os sectores seleccionados e, assim, estimar espessuras e configuração espacial aproximada das possíveis unidades com potencial enquanto rocha-reservatório, bem como, em associação, das unidades selantes.

Verificou-se que de facto existe uma correlação genérica de possíveis unidades com potencial reservatório, mas com algumas variações quer de espessura, quer composicional e textural. Quanto às espessuras totais do intervalo Bajociano-Batoniano (sob reserva por se tratar de espessura aparente em sondagem), não existe muita variação entre as sondagens de Benfeito – 1 e Vermoil – 1 (852m e 890m respectivamente), bem como entre as de Alcobaça – 1 e Aljubarrota – 3 (630m e 573m respectivamente). A sondagem de Aljubarrota – 2 apresenta maior espessura no intervalo estudado, mas deverá haver repetição tectónica; Ramalhal – 1 não contempla fácies do Bajociano, sendo a espessura máxima do Batoniano na ordem dos 80m.

Conclui-se que existe extensão parcial das principais fácies com características de reservatório definidas no MCE, que, contudo, são intercaladas por maiores conjuntos de fácies “mais selantes”, mais argilosas e com menores características de reservatório, quando se caminha para zonas mais distais do sistema sedimentar (para oeste da bacia).

Palavras-chave: Bacia Lusitânica; Jurássico Médio; litofácies carbonatadas; potenciais reservatórios.

## **Abstract**

The present work consisted in data analysis from some oil exploration wells drilled in the central zone of Lusitanian Basin and its correlation with studies previously carried out in outcrops with incidence in Middle Jurassic units, more precisely between the Bajocian and Bathonian, but locally also from the lower part of the Callovian.

The main purpose was to compare carbonate lithofacies with potential reservoir characteristics previously described by Azerêdo (1993, 1998) in the Maciço Calcário Estremenho and by Martins (2007, 2008) in the Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere, and their possible equivalents and associations referred to in the previously selected reports: Ramalhal – 1 and Benfeito – 1 (Torres Vedras region), Alcobaça – 1, Aljubarrota – 2 e Aljubarrota – 3 (Alcobaça region) and Vermoil – 1 (Leiria). Throughout this work, through the study of microfacies and considering the benthic foraminifera biozonation established by those authors, checking and corrections were also made concerning the depths to which the age intervals were assigned, namely the Bajocian- Bathonian and Bathonian- Callovian transitions.

Another equally interesting objective was to investigate the lateral continuity and/or variability of the carbonate lithofacies and formations between the selected sectors and, therefore, to estimate thicknesses and approximate spatial configuration of the possible units with reservoir potential and in association, of the seal units.

It was verified that there is a generic correlation of possible units with reservoir potential, but with some variations either of thickness, or of composition and texture. As for the total thicknesses of the Bajocian- Bathonian range (not precise, because it is apparent thickness in the borehole), there is not much variation between the Benfeito – 1 and Vermoil – 1 wells (852m and 890m respectively) as well as between Alcobaça – 1 and Aljubarrota – 3 (630m and 573m respectively). The Aljubarrota – 2 borehole has a higher thickness in the studied range but there must be tectonic repetition; Ramalhal – 1 does not contemplate Bajocian facies being the maximum thickness of Bathonian in the order of the 80m.

It is concluded that there is a partial extension of the main facies with reservoir characteristics defined in the Maciço Calcário Estremenho which, however, are intercalated by larger sets of “more sealing” facies, more clayey and with poorer reservoir characteristics towards more distal areas sedimentary system (west of the basin).

**Key words:** Lusitanian Basin; Middle Jurassic; carbonate lithofacies; potential reservoirs.

## Índice Geral

<b>Agradecimentos .....</b>	<b>ii</b>
<b>Resumo .....</b>	<b>iv</b>
<b>Abstract .....</b>	<b>v</b>
<b>Capítulo 1: Introdução .....</b>	<b>1</b>
<b>Capítulo 2: Enquadramentos .....</b>	<b>4</b>
2.1. Enquadramento geográfico e geológico da Bacia Lusitânica .....	5
2.2. Evolução Geodinâmica da Bacia Lusitânica .....	7
2.3. Sub-bacias de Arruda, Turcifal e Bombarral .....	10
2.4. Jurássico Médio da Bacia Lusitânica .....	11
2.4.1. Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremenho .....	13
2.4.2. Jurássico Médio do Maciço de Condeixa-Sicó-Alvaiázere .....	18
<b>Capítulo 3: Material e Metodologia de Estudo .....</b>	<b>24</b>
3.1. Estudo dos relatórios de sondagem .....	26
3.2. Estudo das lâminas delgadas disponibilizadas .....	26
3.3. Estudo das amostras de mão de Vermoil - 1 .....	27
3.4. Métodos e técnicas laboratoriais para as amostras de Vermoil – 1 .....	27
3.5. Classificações composicionais e texturais aplicadas .....	27
<b>Capítulo 4: Porosidade, Diagénese, Sistema Petrolífero .....</b>	<b>29</b>
4.1. Porosidade e Permeabilidade nos carbonatos .....	30
4.2. A Diagénese e as suas principais fases .....	32
4.3. Processos diagenéticos nas rochas carbonatadas .....	34
4.4. Ambientes Diagenéticos .....	35
4.5. Sistema Petrolífero .....	37
4.5.1. Exemplos de Sistemas Petrolíferos na Bacia Lusitânica .....	40
<b>Capítulo 5: Apresentação dos dados .....</b>	<b>43</b>
5.1. Litofácies: caracterização petrográfica genérica e comparação com as de Azerêdo (1993, 1998) .....	44
5.2. Relatórios de sondagem estudados .....	47
5.2.1. Ramalhal - 1 .....	47

5.2.2. Benfeito - 1 .....	48
5.2.3. Alcobaça - 1 .....	49
5.2.4. Aljubarrota - 2 .....	50
5.2.5. Aljubarrota - 3 .....	51
5.2.6. Vermoil - 1 .....	52
5.3. Descrição das amostras de mão do testemunho de Vermoil - 1 .....	53
5.4. Lâminas Delgadas - Descrição .....	57
5.4.1. Ramalhal - 1 .....	57
5.4.2. Benfeito - 1 .....	60
5.4.3. Vermoil - 1 .....	65
<b>Capítulo 6: Discussão e Conclusões .....</b>	<b>71</b>
6.1. Discussão .....	72
6.1.1. Limites dos intervalos estratigráficos estudados nas sondagens com base no estudo das microfácies .....	72
6.1.2. Características globais do intervalo estudado e correlação sucinta com os sectores MCE e MCSA .....	74
6.2. Conclusões .....	78
<b>Bibliografia .....</b>	<b>80</b>
<b>Anexos .....</b>	<b>86</b>

## Índice de Figuras

<b>Figura 2.1.</b> - Enquadramento geográfico e tectónico da Bacia Lusitânica e de outras bacias da Margem Ocidental Ibérica (retirado de Kullberg, 2000) .....	6
<b>Figura 2.2.</b> - Esquema interpretativo da organização sequencial com foco no Jurássico Médio da BL relativamente aos Ciclos (2ª Ordem), Ciclos maiores de Fácies Transgressivas-Regressivas, contendo também a sucessão litostratigráfica e condições paleodeposicionais que os materializaram (retirado de Azerêdo <i>et. al.</i> , 2014) .....	8
<b>Figura 2.3.</b> - Coluna litostratigráfica representativa do Triásico Superior ao topo do Cretácico inferior da Bacia Lusitânica e quadro das relações entre eventos sedimentares, tectónicos e magmáticos no período de sin-rift (mod. Kullberg, 2000 e Azerêdo <i>et. al.</i> 2002 in Kullberg <i>et. al.</i> , 2013).....	9
<b>Figura 2.4.</b> - Esquema da localização das Sub-bacias de Arruda, Turcifal e Bombarral, bem como dos furos de Benfeito – 1 (Bf-1) e Ramalhal – 1 (Rm-1). AF: Falha de Aveiro; NF: Falha de Nazaré; TF: Falha de Tejo; GF: Falha de Grândola (retirado e modificado de Gonçalves <i>et. al.</i> , 2015) .....	10
<b>Figura 2.5.</b> - Distribuição estratigráfica das principais espécies de foraminíferos bentónicos identificadas nas séries de meio marinho interno do Jurássico Médio da Bacia Lusitânica, contendo elementos de: Manuppella <i>et. al.</i> , (1985), Azerêdo (1993, 1995, 1999), Manuppella & Azerêdo (1996), Martins (1998), Azerêdo <i>et al.</i> (2002). Consideram-se também, os dados relativos a Santiago do Cacém (Manuppella, 1983). Traço espesso: ocorrência abundante a muito frequente; traço fino: ocorrência pouco frequente/rara (retirado de Azerêdo <i>et al.</i> , 2003) .....	12
<b>Figura 2.6.</b> - Quadro litostratigráfico representativo das principais unidades depositadas na zona do MCE na Bacia Lusitânica durante o Jurássico Médio (retirado de Azerêdo, 2007) .....	14
<b>Figura 2.7.</b> - Coluna litostratigráfica da Formação de Chão das Pias (retirado de Azerêdo, 2007) .....	15
<b>Figura 2.8.</b> - Coluna litostratigráfica sintética da Formação de Serra de Aire (retirado de Azerêdo, 2007) .....	16
<b>Figura 2.9.</b> - Coluna litostratigráfica sintética da Formação de Santo António - Candeeiros (retirado de Azerêdo, 2007 e referências aí contidas) .....	17
<b>Figura 2.10.</b> - Coluna litostratigráfica sintética da Formação de Degracias (retirado de Martins, 2008) .....	19
<b>Figura 2.11.</b> - Coluna litostratigráfica sintética da Formação de Sra. da Estrela (retirado de Martins, 2008) .....	21
<b>Figura 2.12.</b> - Coluna litostratigráfica sintética da Formação de Sicó (retirado de Martins, 2008) .....	22



<b>Figura 2.13.</b> - Unidades formais para o MCSA propostas por Martins (2008), no intervalo Bajociano inferior – Caloviano, e comparação com as unidades formais propostas no MCE por Azerêdo (2007), para o mesmo intervalo de tempo (retirado de Martins, 2008). Nota: os esquemas não estão à mesma escala vertical .....	22
<b>Figura 3.1.</b> - Classificação textural de Dunham (1962), retirada de Ahr (2008) .....	28
<b>Figura 3.2.</b> - Classificação composicional de Folk (1959, 1962), retirada de Adams & Mackenzie (1984) .....	28
<b>Figura 4.1.</b> - Classificação da porosidade segundo Choquette & Pray (1970) (traduzido de Moore, 2001) .....	31
<b>Figura 4.2.</b> - Processos que decorrem durante o soterramento e o seu soerguimento afectando a porosidade das rochas. Retirado de Wright (2002), baseado em diversas fontes .....	33
<b>Figura 4.3.</b> - Classificação genérica para os tipos de reservatórios e porosidade associada nas rochas carbonatadas (traduzido de Ahr, 2008).....	35
<b>Figura 4.4.</b> - Esquema ilustrativo dos diversos ambientes diagenéticos e os seus limites (traduzido de Flügel, 2004) .....	37
<b>Figura 4.5.</b> - Exemplo esquemático dum Sistema Petrolífero (retirado de <a href="http://www.pt.slideshare.net">www.pt.slideshare.net</a> ) .....	40
<b>Figura 4.6.</b> - Quadro síntese das formações com potencial reservatório da Bacia Lusitânica (GPEP, 1994) .....	42
<b>Figura 5.1.</b> - Localização geográfica aproximada das sondagens estudadas, bem como da Fm. de Santo António – Candeeiros situada na Serra de Aire e Candeeiros (assinalado a vermelho) e a Fm. Sra. da Estrela na Serra de Sicó (assinalado a vermelho). Fonte, Google Earth .....	47
<b>Figura 5.2.</b> - Amostras de mão referentes à profundidade dos 810,45m - 812,45m .....	53
<b>Figura 5.3.</b> - Amostras de mão referentes à profundidade dos 812,45m - 814,45m .....	54
<b>Figura 5.4.</b> - Amostras de mão referentes à profundidade dos 1360,46m - 1362,46m .....	54
<b>Figura 5.5.</b> - Amostras de mão referentes à profundidade dos 1362,46m – 1364,20m .....	55
<b>Figura 5.6.</b> - Amostras de mão referentes à profundidade dos 1486m – 1494,79m .....	56
<b>Figura 5.7.</b> - Amostras de mão referentes à profundidade dos 1694,46m – 1698,46m .....	56
<b>Figura 5.8.</b> - Coluna litostratigráfica da sondagem de Ramalhal - 1, onde se observa a variação de litofácies ao longo da profundidade bem como a percentagem relativa de porosidade estimada .....	59
<b>Figura 5.9.</b> - Coluna litostratigráfica dum troço da sondagem de Ramalhal - 1 onde se compara as texturas com as litofácies observadas na zona de transição entre o Batoniano superior e o Caloviano inferior .....	60

<b>Figura 5.10.</b> - Coluna litostratigráfica da sondagem de Benfeito - 1, onde se observa a variação de litofácies ao longo da profundidade bem como a percentagem relativa de porosidade estimada .....	62
<b>Figura 5.11.</b> - Coluna litostratigráfica dum troço da sondagem de Benfeito - 1 onde se compara as texturas com as litofácies observadas na zona de transição entre o Batoniano superior e o Caloviano inferior .....	64
<b>Figura 5.12.</b> - Coluna litostratigráfica dum troço da sondagem de Benfeito - 1 onde se compara as texturas com as litofácies observadas na zona de transição entre o Bajociano superior e o Batoniano inferior .....	65
<b>Figura 5.13.</b> - Coluna litostratigráfica da sondagem de Vermoil - 1, onde se observa a variação de litofácies ao longo da profundidade bem como a percentagem relativa de porosidade estimada .....	67
<b>Figura 5.14.</b> - Coluna litostratigráfica dum troço da sondagem de Vermoil - 1 onde se compara as texturas com as litofácies observadas na zona de transição entre o Batoniano superior e o Caloviano inferior .....	68
<b>Figura 5.15.</b> - Coluna litostratigráfica dum troço da sondagem de Vermoil - 1 onde se compara as texturas com as litofácies observadas na zona de transição entre o Bajociano e o Batoniano .....	69
<b>Figura 6.1.</b> - Esquema ilustrativo duma plataforma carbonatada homoclinal, onde é possível observar a evolução do sistema com ambientes mais proximais a NE e ambientes marinhos de maiores profundidades a SW. (Retirado de e adaptado de Azerêdo, 1993) .....	75
<b>Figura 6.2.</b> - Colunas litostratigráficas das sondagens estudadas, onde é possível observar a continuidade lateral entre as litofácies referentes ao Maciço Calcário Estremenho (onde está a coluna litostratigráfica que representa sinteticamente a Formação de Santo António-Candeeiros no Maciço (Azerêdo, 2007), servindo como termo de comparação para as litofácies observadas nos logs de sondagens estudados), ao Maciço de Condeixa-Sicó-Alvaiázere (representado pela coluna litostratigráfica que representa sinteticamente a Formação de Sicó (Martins, 2007)), bem como as suas espessuras acumuladas .....	78

## Índice de tabelas

<b>Tabela 2.1.</b> - Litofácies reconhecidas no Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremenho, com respectiva interpretação paleoambiental (adapt. Azerêdo, 1993, 1998) .....	18
<b>Tabela 2.2.</b> - Litofácies reconhecidas no Jurássico Médio do Maciço de Condeixa-Sicó-Alvaiázere, com respectiva interpretação paleoambiental (adapt. Martins, 2007).....	23
<b>Tabela 3.1.</b> - Tabela síntese dos intervalos de tempo e respectivo material disponibilizado para as sondagens estudadas.....	25

<b>Tabela 6.1.</b> - Tabela comparativa entre as litofácies observadas no presente trabalho, e as litofácies observadas e individualizadas por Azerêdo (1993) no MCE e por Martins (2007) no MCSA .....	76
---	----

# **CAPÍTULO 1**

## **INTRODUÇÃO**

Este trabalho surge no seguimento de diversos estudos e trabalhos, incluindo teses de doutoramento, realizados em várias áreas e formações carbonatadas do Jurássico Médio da Bacia Lusitânica (BL), nomeadamente, do Bajociano – Batoniano.

O estudo aqui presente só foi possível devido à cedência para fins académicos, por parte da ex. Entidade Nacional para o Mercado dos Combustíveis (ENMC)/Unidade para a Pesquisa e Exploração de Recursos Petrolíferos (UPEP) de alguns relatórios de sondagem realizados em diversos pontos da BL.

O estudo consistiu na comparação entre as litofácies com características potenciais de reservatório previamente descritas por Azerêdo (1993, 1998) no Maciço Calcário Estremenho (MCE) e por Martins (2007, 2008) nos Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere (MCSA) e possíveis equivalentes e associações das mesmas referidas nos relatórios/materiais de sondagens escolhidos previamente pela orientadora da tese, Professora Ana Cristina Azerêdo da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

Outros objectivos deste estudo foram averiguar a continuidade lateral e/ou variabilidade das litofácies e das formações entre os sectores seleccionados e, desta forma, estimar espessuras e configuração espacial aproximada das possíveis unidades com potencial enquanto rocha-reservatório e, em associação, das unidades selantes. Adicionalmente, aperfeiçoar a compreensão da dinâmica sedimentar e da arquitectura estratigráfica das séries do Jurássico Médio da bacia.

As sondagens escolhidas incidiram no sector central da Bacia Lusitânica, mais concretamente as sondagens de Ramalhal – 1 e Benfeito – 1 na zona de Torres Vedras, Alcobaça – 1, Aljubarrota – 2, Aljubarrota – 3 (região de Alcobaça) e Vermoil – 1 (região de Leiria). Com o decorrer deste trabalho vai ser possível verificar a existência ou não da continuidade lateral das litofácies que são observadas no MCE e desta forma definir espessuras de possíveis unidades com potencial reservatório ao longo da área em estudo entre o Bajociano e a base do Caloviano (Jurássico Médio).

Definiu-se o seguinte plano de trabalho a fim de se conseguir alcançar os objectivos:

- Identificação nos relatórios de sondagens/cortes geológicos arquivados na então ENMC/UPEP mais apropriados para a realização deste estudo;
- Estudo bibliográfico sobre as unidades em causa e o contexto regional;
- Após essa identificação, interpretação dos relatórios a fim de verificar os limites propostos nas colunas litostratigráficas e se as respectivas litofácies, para o intervalo em estudo, correspondiam às litofácies descritas por Azerêdo (1993, 1998) no Maciço Calcário Estremenho e por Martins (2007, 2008) nos Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere para o mesmo intervalo de tempo, bem como as suas respectivas espessuras máximas;
- Estudo macro e micro-escala das amostras das sondagens que continham testemunho disponível (Benfeito – 1, Ramalhal – 1 e Vermoil – 1) para análise com vista à caracterização petrográfica, em particular identificação das litofácies e da porosidade e, quando aplicável, da conectividade entre os poros;

- Elaboração de colunas litostratigráficas com base nos dados recolhidos a fim de comparar, para o mesmo intervalo de tempo, as variações das diversas litofácies ao longo das sondagens estudadas, bem como a variação da espessura e da percentagem de porosidade estimada;

- Integração dos dados na perspectiva da caracterização da qualidade das unidades em estudo como rochas-reservatório e selantes.

## **CAPÍTULO 2**

### **ENQUADRAMENTOS**

A Bacia Lusitânica é uma importante bacia do Mesozóico que devido ao frequente interesse das companhias petrolíferas por volta dos anos 50 do séc. XX, despertou a atenção da comunidade científica sob essa perspectiva a partir de então. Esta bacia está localizada no sector ocidental da Península Ibérica e incorpora uma importante área terrestre com unidades mesozóicas (e.g. Wilson, 1988), incluindo uma espessa série marinha carbonatada, cujo potencial gerador e ocorrências de hidrocarbonetos foram um dos principais objectivos dos numerosos furos realizados pelas diversas companhias petrolíferas.

## 2.1. Enquadramento geográfico e geológico da Bacia Lusitânica

A Bacia Lusitânica (BL) é uma bacia sedimentar situada na Margem Ocidental Ibérica, que se desenvolveu durante o Mesozóico, aquando da abertura do Atlântico Norte. Esta bacia tem carácter distensivo e mais de 20 000 km<sup>2</sup> com direcção aproximadamente NNW-SSE, com cerca de 2/3 da sua área *onshore* e a restante *offshore* na plataforma continental (Kullberg, 2000). Com uma extensão de cerca de 300 km e uma largura que ronda 150 km, a BL encontra-se limitada a leste pelo Maciço Hespérico, não estirado, que delimita esta bacia através de um complexo sistema composto pelas falhas de Porto-Tomar, Arrife-Vale Inferior do Tejo, Setúbal-Pinhal Novo, e um sistema de *horsts* de soco aflorantes situados entre as Berlengas e a península de Peniche, a Oeste (Fig. 2.1., Ribeiro *et al.*, 1996 in Kullberg, 2000). O limite meridional é materializado pela elevação do soco a Sul da Arrábida (falha da Arrábida) e o setentrional corresponde a uma transição em *échelon* para a Bacia do Porto, localizada a Norte (Kullberg, 2000). As descontinuidades de âmbito bacinal dão-se no seguimento da movimentação regional por diversas fases do processo geodinâmico (e.g. Azerêdo *et al.*, 2003 e referências aí contidas).

No Triásico, quando se começou a dar o desenvolvimento do proto-Atlântico Norte, a Ibéria situava-se junto do continente americano e, por estiramento litosférico progressivo, começou a dar-se rotura na crosta, processo que viria a originar um novo oceano no final do Cretácico Inferior. Este conjunto de acontecimentos foi o principal responsável pela evolução complexa da Margem Ocidental da Ibéria, onde se formou a Bacia Lusitânica, bacia intracratónica.

O estilo tectónico da BL é caracterizado pelos diversos acidentes com direcções distintas o que se deve, em parte, ao reposicionamento de fracturas tardi-hercínicas. A fracturação existente corresponde então às principais direcções destas falhas no soco: NNE-SSW, coincidente com os principais alinhamentos diapíricos, ENE-WSW, orientação dos acidentes de origem bética, e NW-SE paralela às falhas secundárias no interior dos blocos limitados por acidentes maiores (e.g. Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson *et al.*, 1989).

O “Grupo de Silves” *sensu* Rocha *et al.* (1990), de idade triásica e depositado em discordância sobre o soco, inicia o preenchimento sedimentar da BL que evolui até aos aproximadamente 5 km de sedimentos (e.g. Azerêdo *et al.*, 2003 e referências aí



contidas). Estes depósitos são maioritariamente do Jurássico, abrangendo, no entanto, um intervalo desde o Triásico Superior até ao Cretácico Superior, com uma cobertura terciária (e.g. Azerêdo *et al.*, 2003).

As falhas que se geraram no episódio de fracturação tardi-varisca são os principais elementos da divisão da Bacia em áreas com diferentes evoluções tectono-sedimentares (Kullberg *et al.*, 2013), não restringindo assim a estruturação à geometria dos seus limites, mas também à variação de fácies e espessura de diferentes unidades litostratigráficas que permitem diferenciar três sectores principais (Fig. 2.1):

- O sector setentrional, limitado a Norte pela falha de Porto-Tomar e a Sul pela falha da Nazaré, contendo uma grande espessura de sedimentos do Jurássico Inferior-Médio e do Cretácico Superior-Paleogénico (estes últimos num outro contexto geodinâmico);
- O sector central, localizado entre as falhas da Nazaré a Norte e Montejunto-Arrife a Sul, com afloramentos de grandes espessuras do Jurássico Médio;
- O sector meridional, limitado pelas falhas de Montejunto-Arrife e falha da Arrábida, onde existe importante sedimentação do Jurássico Superior-Cretácico Inferior.

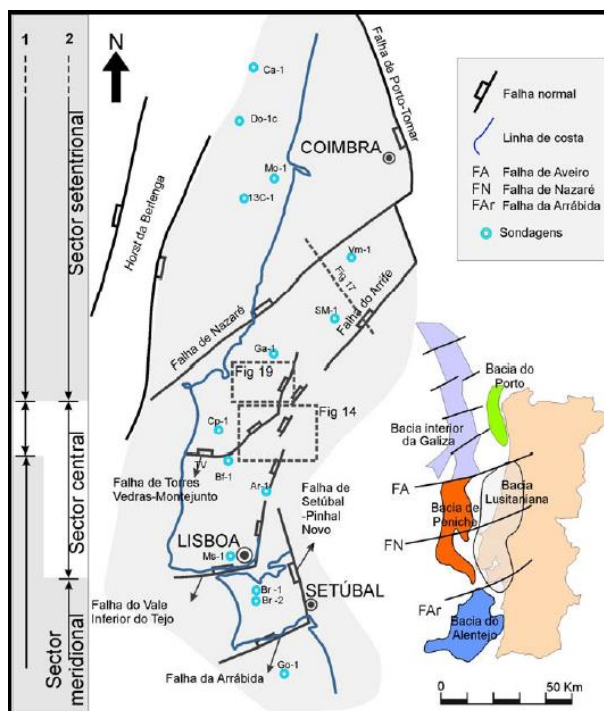


Figura 2.1.: Enquadramento geográfico e tectónico da Bacia Lusitânica e de outras bacias da Margem Ocidental Ibérica (retirado de Kullberg, 2000).

Sobre o segundo sector referido, alguns autores (Kullberg, 2000; *in* Kullberg *et al.*, 2013) estabelecem o limite a Sul através de um conjunto de falhas de Arrife-Vale do Tejo, uma vez que são as falhas mais fortemente reactivadas durante a inversão cenozóica da bacia e que revelam importantes discontinuidades a nível crustal entre a Nazaré e a Arrábida. Devido à grande reestruturação da BL durante o Jurássico Superior, este sector

acaba por ser diferenciado em diversas sub-bacias ficando identificadas as sub-bacias de Bombarral a Norte, Turcifal a Sudoeste e Arruda a Sudeste, confinadas pela falha de Torres Vedras-Montejunto (*in* Kullberg *et al.*, 2013 e referências aí contidas).

## 2.2. Evolução Geodinâmica da Bacia Lusitânica

No que diz respeito à evolução geodinâmica da BL, salientam-se as fases de *rifting* e *pós-rifting* mas alguns outros processos ficaram bem registados, como a inversão tectónica precoce, episódios de magmatismo ténue e de diapirismo (e.g. Kullberg *et al.*, 2013).

A sedimentação na bacia durante o Mesozóico, ocorreu em depressões individualizadas e controladas pela subsidência e basculamento de blocos ao longo de falhas, geralmente do tipo lístrico. Na evolução destas depressões podem-se distinguir fases comuns de estruturação, marcadas por uma alternância de períodos de reactivação dos acidentes hercínicos e períodos em que a subsidência deu origem à instalação de corpos sedimentares de pequena extensão lateral.

A caracterização da sedimentação e as descontinuidades permitem individualizar fases de *rifting*, a primeira ocorrida durante o final do Triásico e a principal durante o Jurássico Superior e início do Cretácico (e.g. Wilson *et al.*, 1989).

A primeira etapa de estruturação da bacia originou, inicialmente, deposição detrítica em sistemas de *grabens* e *semi-grabens*, com variações laterais na espessura dos sedimentos. Após a acumulação detrítica do Triásico superior e das fácies argilo-gipsíferas e calco-dolomíticas margino-continentais do Hetangiano – Sinemuriano basal, inicia-se período de maior influência marinha na sedimentação, acentuando-se do Sinemuriano para o Pliensbaquiano e Toarciano. As séries deste período apresentam-se bastantes fossilíferas e são interpretadas como tendo sido depositadas em condições de meio marinho aberto, em geral profundo e de baixa energia, em ambiente de rampa carbonatada homoclinal (e.g. Duarte 2007 e referências aí contidas). O soerguimento do *horst* das Berlengas originou um fluxo de material siliciclástico e ressedimentação de carbonatos (principalmente a Oeste), que conduziu a uma assimetria na distribuição das fácies durante o Toarciano e início do Aaleniano, registando-se também localmente (Sesimbra) paleossismos (e.g. Wright & Wilson, 1984; Duarte & Soares, 2002; Azerêdo *et al.*, 2003; Duarte, 2007; Kullberg *et al.*, 2013).

Toda a acumulação margo-calcária até aqui registada precede uma outra fase de preenchimento progradante, em rampa de pendente distal, que caracteriza a deposição carbonatada ocorrida, principalmente, a partir do Bajociano-Batoniano (Azerêdo, 1993, 1998).

Nesta passagem do Jurássico Inferior ao Jurássico Médio, deu-se um incremento da diferenciação entre as rampas proximal e distal (Fig. 2.2.) e, já durante o Bajociano e início do Batoniano, houve elevado decréscimo do espaço de acomodação, encontrando-se a rampa carbonatada em progradação (Azerêdo, 1993, 1998; Azerêdo *et al.*, 2003).

Foram registados, no Bajociano superior, episódios de fluxo gravítico na rampa distal enquanto na rampa proximal verificaram-se alternâncias de emersão e imersão recorrentes no início do Batoniano. Nesta fase, a regressão foi acentuada e a plataforma chegou a estar exposta mais a leste (Azerêdo, 2015). No decurso do Batoniano o regime deposicional foi progradante a agradante e na base do Caloviano verificou-se uma retrogradação, sendo menos expandidas na Bacia Lusitânica as séries de pequena profundidade, seguindo-se nova inflexão regressiva (Azerêdo, 1993, 1998, 2007; Azerêdo *et al.*, 2003).

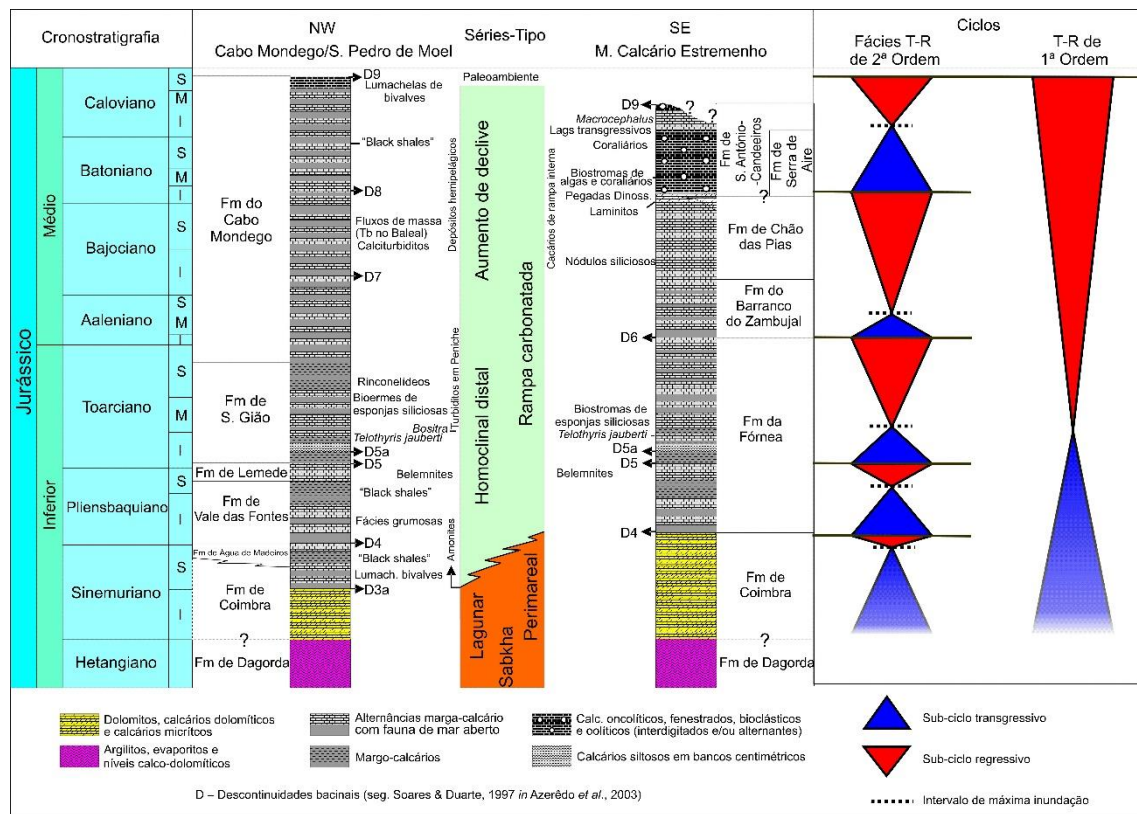


Figura 2.2.: Esquema interpretativo da organização sequencial com foco no Jurássico Médio da BL relativamente aos Ciclos (2ª Ordem), Ciclos maiores de Fácies Transgressivas-Regressivas, contendo também a sucessão litostratigráfica e condições paleodeposicionais que os materializaram (retirado de Azerêdo *et al.*, 2014).

A sedimentação do Jurássico Médio revela diferentes etapas evolutivas e uma acentuada diferenciação de fácies e ambientes do sistema deposicional de rampa (Azerêdo *et al.*, 2003), definindo tendências predominantemente baticrescentes e batidecrescentes, correspondendo a Ciclos de 2ª ordem de Fácies Transgressivas-Regressivas (Azerêdo *et al.*, 2014 e referências aí contidas) (Fig. 2.2). Em termos de ciclicidade, é durante o Bajociano-Batoniano que se dá o máximo regressivo que termina o primeiro Ciclo de Fácies Transgressivas-Regressivas do Jurássico Médio (Azerêdo *et al.*, 2014). Nesta fase foram ainda depositados sedimentos hemipelágicos a Oeste.

Uma segunda fase de *rifting* ocorreu desde o Oxfordiano médio ao início do Aptiano, tendo sido conduzido pelo alinhamento da bacia com a abertura do Atlântico Central. A BL foi reorientada e passou a ter depósitos desenvolvidos com direcção NE-

SW, com intensa subsidência e diapirismo definidos pela fracturação existente (e.g. Wilson *et al.*, 1989).

A subsidência tectónica atingiu o seu máximo no início do Kimeridgiano (e.g. Wilson *et al.*, 1989). Nesta fase foi também originada a descontinuidade de idade Berriasiano superior a Valanginiano inferior, resultante de um episódio estruturante e relacionado com a acentuada queda do nível do mar.

Mais tarde, houve uma rotação no sentido anti-horário da placa ibérica devido à criação de crosta oceânica. No sector Norte da BL, houve registo de sedimentação fluvial do Aptiano superior que se prolongou até ao Cenomaniano (e.g. Dinis *et al.*, 2008). No sector Sul, a sedimentação é mista, fluvial e carbonatada, com desenvolvimento progressivo da sedimentação carbonatada influenciada pela transgressão de longo termo albiano-cenomaniana (e.g. Dinis *et al.*, 2008). A partir do Aptiano foi desenvolvida no NW da Ibéria uma margem passiva e o processo de sedimentação começou a terminar nos sectores Setentrional e Central da bacia, com abatimento do bloco NW (Kullberg *et al.*, 2013).

Durante o Campaniano superior e Maastrichtiano é considerada uma fase de pós-*rift*, na qual se gerou actividade tectónica, ígnea e diapírica pelo desenvolvimento de uma subducção incipiente que mudou a compressão máxima para uma direcção NNW-SSE. Estes episódios são considerados como as primeiras evidências da inversão tectónica que teve o seu auge durante o Miocénico superior (e.g. Wilson *et al.*, 1989).

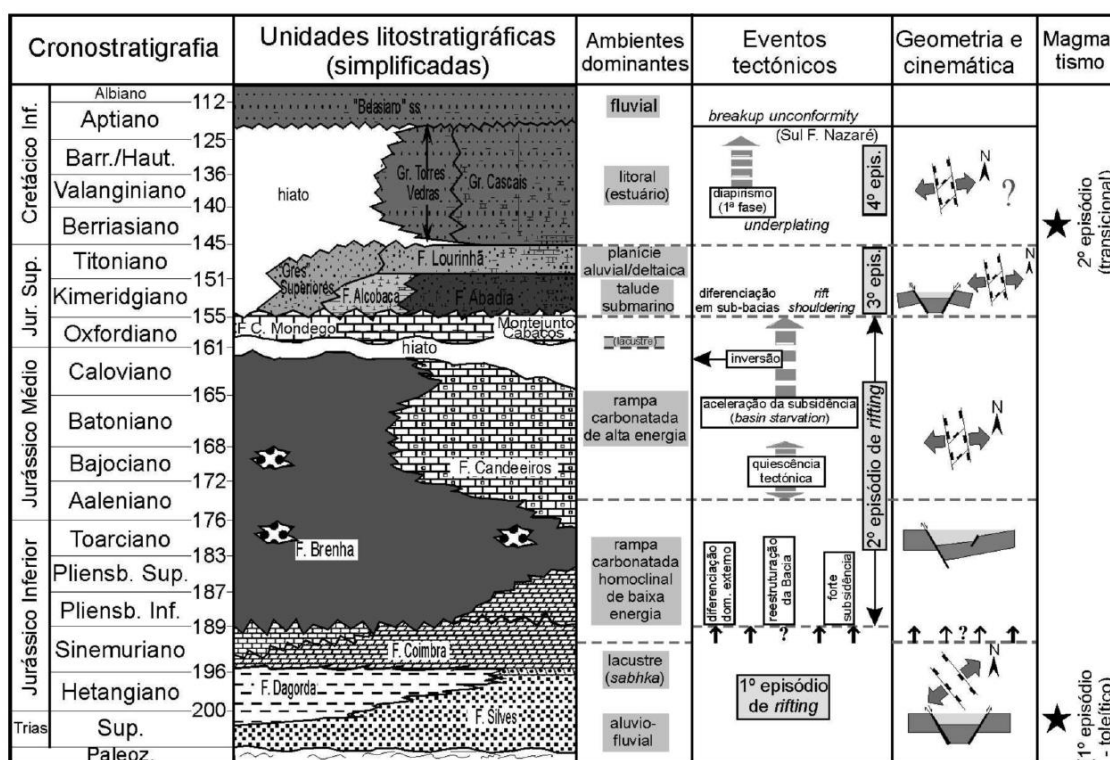


Figura 2.3.: Coluna litostratigráfica representativa do Triásico Superior ao topo do Cretácico inferior da Bacia Lusitânica e quadro das relações entre eventos sedimentares, tectónicos e magmáticos no período de sin-rift (mod. Kullberg, 2000 e Azerêdo et. al. 2002 in Kullberg et. al., 2013).

Toda esta evolução geodinâmica (sintetizada na Figura 2.3. a par de uma coluna litostratigráfica representativa para o mesmo intervalo de tempo), gerou condições de deposição que, nalguns intervalos e mediante convergência de diversas condições, poderiam facilitar a formação de hidrocarbonetos e o seu potencial aprisionamento.

### 2.3. Sub-bacias de Arruda, Turcifal e Bombarral

Na Bacia Lusitânica, devido ao intenso processo de *rift* no Jurássico Superior, associado à abertura do Oceano Atlântico Norte, formaram-se elevações estruturais e áreas com intensa subsidência tectónica, resultando em três sub-bacias: Arruda (onde o furo de Benfeito – 1 foi realizado), Bombarral (onde o furo de Ramalhal – 1 foi realizado) e Turcifal (Fig. 2.4).

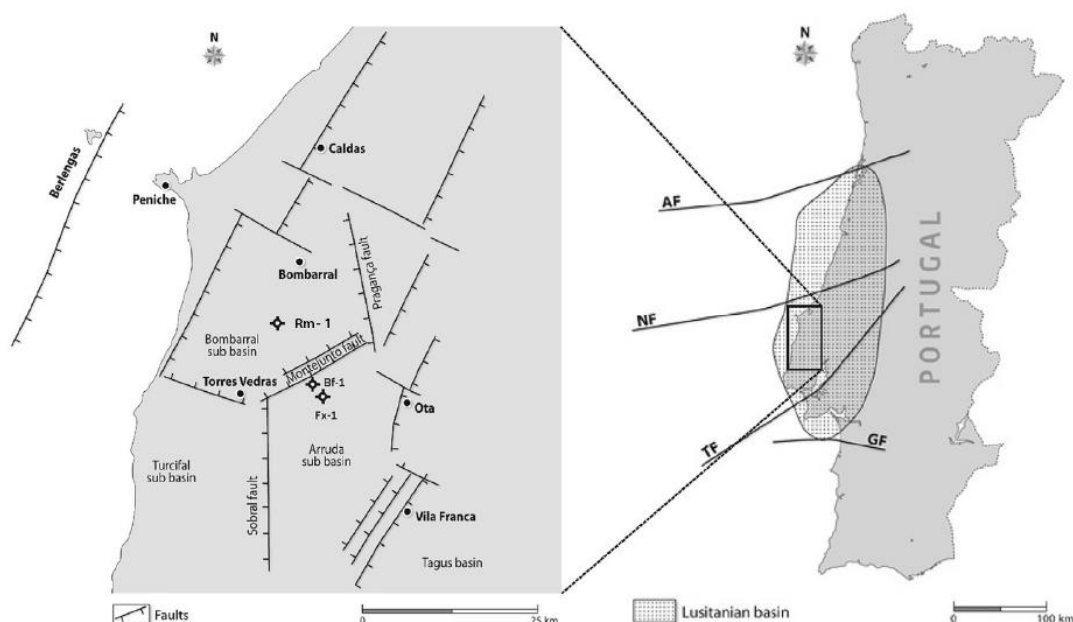


Figura 2.4: Esquema da localização das Sub-bacias de Arruda, Turcifal e Bombarral, bem como dos furos de Benfeito – 1 (Bf-1) e Ramalhal – 1 (Rm-1). AF: Falha de Aveiro; NF: Falha de Nazaré; TF: Falha de Tejo; GF: Falha de Grândola (retirado e modificado de Gonçalves et. al., 2015).

Para Leinfelder & Wilson (1989), as sub-bacias de Arruda e Turcifal são os *half-grabens* com maiores dimensões sendo definidas por blocos falhados e rodados para leste e limitados por falhas N-S com mergulho para oeste. O processo de subsidência nestas sub-bacias foi amplamente controlado pela tectónica. A sub-bacia de Bombarral é caracterizada por estruturas diapíricas, onde a subsidência foi fortemente controlada por processos de movimentação de sal (Leinfelder & Wilson, 1989). Ambas as sub-bacias são datadas do Oxfordiano médio a superior.

Na área da sub-bacia de Arruda realizou-se o furo de Benfeito – 1 (ver Fig. 2.4) onde as formações de Cabaços (Oxfordiano inferior? a médio – *e.g.* Azerêdo *et al.*, 2002; Kullberg e Rocha, 2014) e de Montejunto (Oxfordiano médio a superior – *e.g.* Kullberg e Rocha, 2014) foram intersectadas no Jurássico Superior, enquanto as formações de



Candeeiros e “Brenha” foram as intersectadas no Jurássico Médio; por seu turno, o furo de Ramalhal – 1 (ver Fig. 2.4) na área da sub-bacia do Bombarral, para além de intersectar a Fm. de Montejunto, intersectou também as formações de “Brenha”, Abadia e Lourinhã.

A Fm. de Cabaços nesta zona é composta por calcários folhetados, algo betuminosos, por vezes com nódulos de cherte, sendo a microfauna composta por ostracodos, carófitas, cianófitas e dasicladáceas; por sua vez no topo da Serra de Montejunto (parte superior da série), são visíveis calcários margosos ricos em equinodermes, bivalves e raras amonites. A parte inferior da Fm. de Montejunto é composta por calcários micríticos e margosos, *packstones* oolíticos/oncolíticos alóctones e *grainstones*, *packstones* turbidíticos e *wackestones*. De seguida, surge uma sucessão monótona em bancos finos e regulares de calcários que para o topo, apresenta interleitos margosos pouco espessos; o topo desta unidade mostra uma alternância entre calcários, calcários margosos e margas, sendo estas cada vez mais espessas à medida que se caminha para o topo da série. Segundo os autores o meio de deposição desta formação corresponde a uma zona de acarreios turbidíticos numa zona de plataforma carbonatada externa. A Fm. da Abadia (Kimeridgiano) é composta por uma unidade siliciclástica bastante margosa e por vezes, margo-detrítica, onde se verifica a presença de foraminíferos, algas, bivalves e lentículas de aparelhos recifais, tendo sido o seu ambiente de deposição interpretado como um ambiente de leques submarinos progradantes (Leinfelder & Wilson, 1989). A Fm. de Lourinhã (Titoniano) é maioritariamente composta por arenitos micáceos caracterizados pela presença de finas sequências positivas, com estratificação entrecruzada, marcas de ondulação e de correntes, contendo raros níveis de argilas marinhas e margas com concreções carbonatadas; estes arenitos ter-se-ão depositado em leitos de linhas de água meandriformes que atravessam planícies aluviais deltaicas (e.g. Kullberg *et. al.*, 2013).

## **2.4. Jurássico Médio da Bacia Lusitânica**

A base do Aaleniano corresponde a uma descontinuidade, com um hiato de registo estratigráfico de cerca de 1 Ma (reconhecido através da biostratigrafia de amonóides), ocorrendo a partir deste ponto, já no Bajociano, diversos sinais de instabilidade tectónica, com figuras erosivas, *slumps* e *debris-flows* submarinos (Azerêdo, 1993). Ao longo do Jurássico Médio, verifica-se gradual diminuição de profundidade dos ambientes sedimentares (Figs. 2.2 e 2.3), verificando-se que as fácies de rampa externa, com componente margosa (e.g. Formação de Ançã e Formação de Chão de Pias), existentes no Aaleniano na maior parte da bacia, dão lugar, a partir do Bajociano, a espessas séries de fácies carbonatadas de meio marinho interno ao longo de grande parte da bacia (e.g. Formação de Serra de Aire, com cerca de 400 m de espessura e Formação de Santo António – Candeeiros, com mais de 500m; Azerêdo, 2007). As fácies correspondentes a estas unidades são mais pormenorizadamente descritas adiante (2.4.1). É nesse contexto que se inserem as formações com características potenciais de rochas-reservatório, cuja abordagem nessa perspectiva tem sido desenvolvida nos últimos anos em diferentes

trabalhos, nomeadamente os de Inês (2010), Azerêdo & Duarte (2012, 2017), Azerêdo (2015) e Ferreira (2016).

A Bacia Lusitânica no Jurássico Médio caracteriza-se pelo preenchimento por sedimentos carbonatados nos quais, nas zonas mais internas da bacia, os foraminíferos bentônicos se destacam como marcadores biostratigráficos (Fig. 2.6; Azerêdo, 1993, 1999, 2007; Martins, 1998, 2007, 2008; Azerêdo *et al.*, 2003). O surgimento cada vez mais proeminente a E – SE de fácies de pequena profundidade, revela a tendência regressiva da BL ao longo do Bajociano. A expressão da sedimentação de pequena profundidade no restante Jurássico Médio aumenta, com desenvolvimento generalizado de barreiras biogénicas e oolíticas no Batoniano e Caloviano (Figs. 2.2 e 2.3). Esta etapa fortemente regressiva terminou com a passagem a ambientes transicionais ou mesmo evidências de exposição subárea em diversos locais da Bacia Lusitânica na transição do Jurássico Médio – Jurássico Superior (Azerêdo *et al.*, 2002).

Aaleniano-Bajociano inferior	Bajociano superior	Batoniano inferior	Batoniano superior	Caloviano inferior	Caloviano superior	CRONOSTRATIGRAFIA	FORAMINÍFEROS
						<i>Lucasella</i> gr. <i>minoricensis-biozonorum</i>	
						<i>Amifella</i> cf. <i>amifelli</i>	
						<i>Paravalvulina complicata</i>	
						<i>Alzonella cuvillieri</i>	
						<i>Mesoendothyra croatica</i>	
						<i>Valvulina lugeoni</i>	
						<i>Spiralocornulus giganteus</i>	
						<i>Trocholina gigantea</i> e <i>T. gr. gigantea-elongata</i>	
						<i>Pseudocyclammina maynci</i>	
						<i>Meyendorffina bathonica</i>	
						<i>Chablaisia chablaisensis</i>	
						<i>Prækurnubia crusei</i>	

Figura 2.5.: Distribuição estratigráfica das principais espécies de foraminíferos bentônicos identificadas nas séries de meio marinho interno do Jurássico Médio da Bacia Lusitânica, contendo elementos de: Manuppella *et. al.* (1985), Azerêdo (1993, 1995, 1999), Manuppella & Azerêdo (1996), Martins (1998), Azerêdo *et al.* (2002). Consideram-se também, os dados relativos a Santiago do Cacém (Manuppella, 1983). Traço espesso: ocorrência abundante a muito frequente; traço fino: ocorrência pouco frequente/rara (retirado de Azerêdo *et al.*, 2003).

#### 2.4.1. Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremenho

Neste sector, a sucessão sedimentar correspondente ao intervalo estratigráfico Jurássico Inferior-base do Jurássico Médio (base do Aaleniano) é dificilmente subdivisível em unidades, pelo que foi englobada por Azerêdo (2007) numa única, de valor regional – Formação de Fórnea (Fig. 2.6.) – com espessura máxima de aproximadamente 250 m (Manuppella *et. al.*, 2000 e referências aí contidas); esta unidade é constituída por calcários margosos, margas e calcários micríticos em geral bastante fossilíferos e bioturbados (braquiópodes, bivalves, amonóides, entre outros).

A Formação de Barranco do Zambujal (*sensus* Azerêdo *et. al.*, 2003; Azerêdo, 2007) sobrepõe-se à Formação de Fórnea, tem uma espessura média semelhante à anterior, sendo datada entre o Aaleniano inferior e o Bajociano inferior (Fig. 2.6.): corresponde a uma alternância rítmica de margas, calcários margosos e argilosos, de cores acinzentadas a cremes, tornando-se progressivamente mais calcária para o topo. Segundo Azerêdo (2007), esta unidade foi depositada num ambiente de rampa externa (meio marinho aberto), sendo de referir que a partir deste ponto o contexto ambiental irá gradualmente modificar-se (como se verá adiante) ao longo do Bajociano.

A unidade que se sobrepõe à Formação do Barranco de Zambujal é a Formação de Chão das Pias (*sensus* Azerêdo *et. al.*, 2003, Azerêdo, 2007), que para este trabalho vai servir de base para parte da série estudada nas sondagens da zona de Torres Vedras (Fig.2.6.), as sondagens de Ramalhal – 1 e Benfeito – 1 (ver cap. 5.2.), bem como nas sondagens realizadas perto da zona do MCE – Alcobaça – 1, Aljubarrota – 2 e Aljubarrota – 3. Esta formação é datada do Bajociano inferior ao Bajociano superior, sendo a sua espessura média na ordem dos 50 – 60 m, podendo, para Este do MCE atingir valores superiores (>80 m?) (Azerêdo, 2007). Na sua essência, esta unidade é formada por calcários margosos e/ou argilosos, com tons amarelo-acinzentados, existindo bancadas de calcário com nódulos siliciosos (marca a separação da unidade descrita anteriormente). Para o topo desta série, os calcários vão-se tornando progressivamente mais compactos, existindo já intercalações de calcários calciclásticos, podendo estar dolomitizados e de dolomitos (Azerêdo, 2007 e referências aí contidas) (Fig. 2.7.).

Esta unidade foi subdividida em dois Membros, um essencialmente calcário (Calcários de Vale da Serra) e outro dolomítico (Dolomitos de Furadouro) (Azerêdo, 2007). O membro calcário, na sua parte inferior, contém micrites e biomicrites de textura *mudstone* e *wackestone* (corresponde às litofácies 9 – ver Tabela 2.1. e Cap. 5.1.) com bioclastos (Azerêdo, 2007). Na parte superior, ocorre passagem gradual para calcários intrapelmicríticos e biopelmicríticos de textura *wacke* – *packstone* (correspondente à litofácies 2 e 10 – ver Tabela 2.1. e cap. 5.1.) por vezes bioturbados. Também ocorrem intercalações de intrabiomicrites *packstone* com oóides ressedimentados (litofácies 2, ver Tabela 2.1. e cap. 5.1.) e para topo calcários calciclásticos *packstone* – *grainstone* (litofácies 1 e 2, ver Tabela 2.1. e cap. 5.1.), podendo estar dolomitizados (Azerêdo, 2007). Este membro (ou equivalente) é, provavelmente, o que se observa na base da sondagem de Benfeito – 1, Alcobaça – 1, Aljubarrota – 2 e Aljubarrota – 3 (ver cap. 5.2.).

O membro dolomítico (Dolomitos de Furadouro), é formado por dolomitos maciços, com intercalações de calcários dolomíticos e dolomitos calcários (Azerêdo,



2007). Os termos calco-dolomíticos correspondem a oolitos e micrites *packstone – grainstone* como dolomitização pervasiva, e para topo existem frequentes dolomicrites oncolíticas e fenestradas (Azerêdo, 1993; 2007). Estes dolomititos apresentam intensa porosidade moldada e/ou *vugs*, sendo estes dolomicrites e dolosparites (litofácies 11, ver Tabela 2.1. e cap. 5.1.), com texturas cristalinas do tipo planar subédrica e euédrica, podendo por vezes, observar-se fantasmas de elementos figurados carbonatados (Azerêdo, 2007).

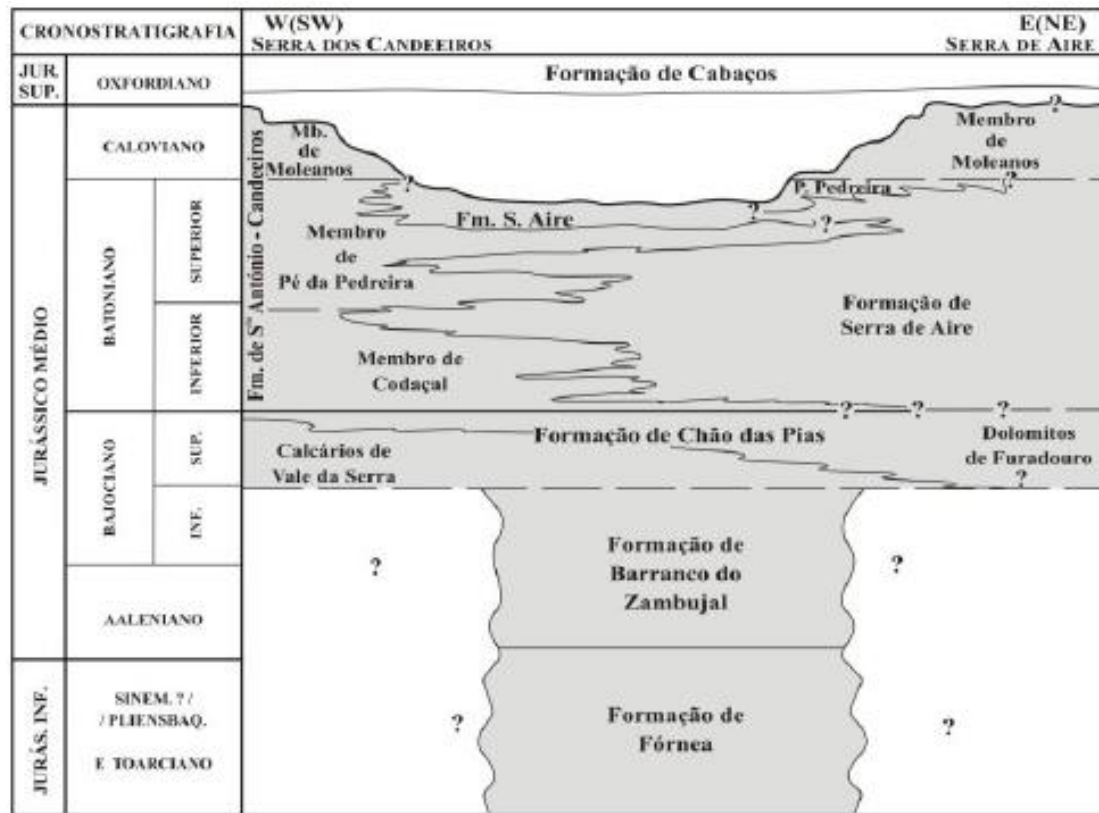


Figura 2.6.: Quadro litostratigráfico representativo das principais unidades depositadas na zona do MCE na Bacia Lusitânica durante o Jurássico Médio (retirado de Azerêdo, 2007).

O possível ambiente deposicional desta unidade é o de fácies de rampa intermédia a interna (Azerêdo, 1993, 2007), sendo o balizar biostratigráfico destas unidades de meio marinho interno feito, na sua essência, com base em foraminíferos bentónicos. A distribuição vertical e por fácies destas formas é bem estabelecida para o conjunto da Bacia Lusitânica (Azerêdo, 1993, 1999; Azerêdo *et al.*, 2003; Martins, 2007, 2008).

As unidades depositadas posteriormente à Formação de Chão das Pias, são as que melhor representam as litologias mais típicas do Jurássico Médio – calcários com intercalações de calcários dolomíticos e dolomititos de cores claras, sem intercalações argilosas, que correspondem a grande variedade de litofácies. Estas representam configurações laterais e verticais próprias de um sistema deposicional pouco profundo (típico do Batoniano e grande parte do Caloviano), típico da rampa carbonatada intermédia a interna (Azerêdo, 1993, 1998, 2007).

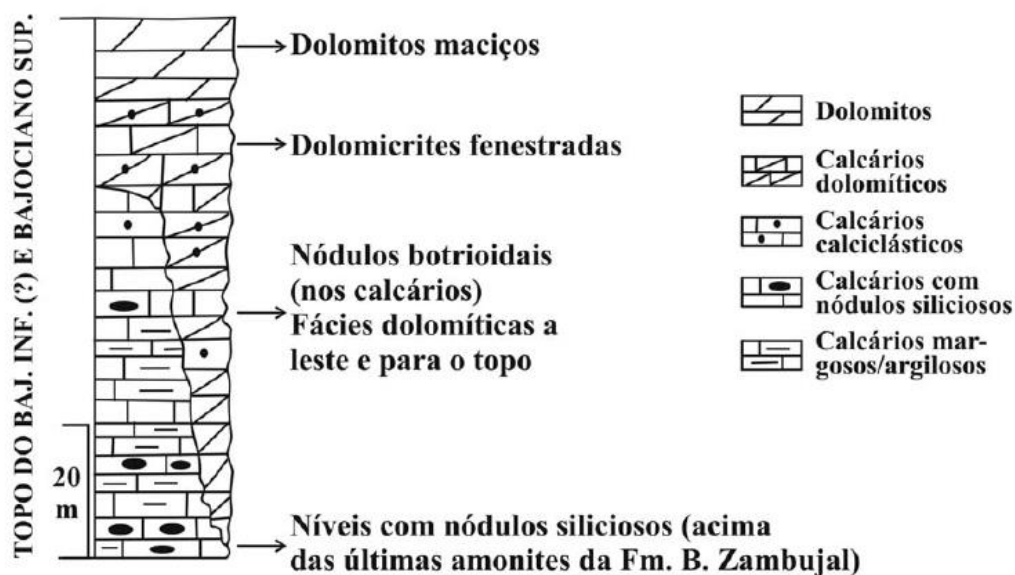


Figura 2.7.: Coluna litostratigráfica da Formação de Chão das Pias (retirado de Azerêdo, 2007).

A Formação de Serra de Aire abrange todo o Batoniano (Fig. 2.8.), tendo uma espessura média na ordem dos 400 m, sendo a sua base (primeiros 50 m) caracterizada pela ocorrência de calcários e calcários dolomíticos micríticos, cremes e rosados, intercalados por texturas *wacke – packstones* com cimentos vadosos (litofácies 2 e 9, ver Tabela 2.1. e cap. 5.1.) e dolomicrites laminares (litofácies 11, ver Tabela 2.1. e cap. 5.1.). O registo fóssilífero é constituído por gastrópodes, bivalves, ostracodos, textularídeos, carófitas (raras); o registo microfóssil não é abundante nem diversificado (Azerêdo, 2007): e é nesta parte da unidade que têm sido encontradas pegadas de dinossáurios (Azerêdo, 2007 e referências aí contidas). A característica distintiva mais evidente desta parte inferior, é a organização sequencial em ciclotemas peritidais (Watkinson, 1989; Azerêdo, 1993, 1998, 2007).

O segmento intermédio desta formação tem uma espessura superior a 150 m e é composto por calcários micríticos compactos, oncolíticos, contendo texturas *mudstone* com fenestrae (litofácies 6 na zona do MCE, ver Tabela 2.1.), biomicrites *wacke – packstone*, *wackestones* a *floatstones* com oncóides, nódulos de algas/cianobactérias e grãos ferruginizados (litofácies 7 na zona do MCE, ver Tabela 2.1.; Azerêdo, 2007). Os microfósseis presentes são essencialmente foraminíferos bentónicos (miliolídeos e textularídeos), ostracodos e fragmentos de dasicladáceas e os macrofósseis gastrópodes e alguns bivalves.

Na parte superior (>150 m de espessura), predominam as litofácies lagunares sobre as peritidais, revelado pelo decréscimo dos calcários fenestrados e oncosparíticos e da sua organização em ciclotemas comparativamente com os calcários micríticos fóssilíferos com oncóides e laivos ferruginosos, intercalados por níveis com pelóides, intraclastos e frequentes bioclastos oncolitizados (Azerêdo, 2007). O topo da série na zona ocidental do MCE é constituído por fácies lagunares, e o da zona oriental por fácies peritidais (Azerêdo, 2007 e referências aí contidas).

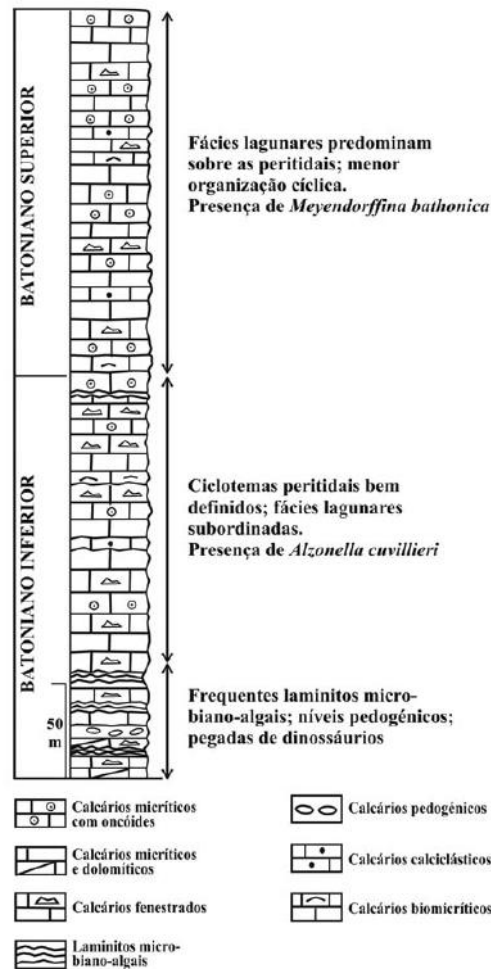


Figura 2.8.: Coluna litostratigráfica sintética da Formação de Serra de Aire (retirado de Azerêdo, 2007).

A Formação de Santo António – Candeeiros datada do Batoniano – Caloviano (Fig. 2.6. e 2.9.) tem uma espessura média superior a 500 m e ao contrário da sedimentação ante-barreira em que a Formação de Serra de Aire foi depositada, esta Formação corresponde a sedimentos de ambientes de ilha-barreira, com um hidrodinamismo mais elevado, em especial calcários oolíticos e bioclásticos com estratificação oblíqua de vários tipos (litofácies 1, ver Tabela 2.1. e cap. 5.1.), calcários típicos das litofácies 2 (Azerêdo, 1993, ver Tabela 2.1. e cap. 5.1.), calcários intrapelóidicos, biostromas de coraliários e algas (litofácies 8 e pontualmente a 3, ver Tabela 2.1. e cap. 5.1.). Azerêdo (2007) individualizou três membros (Fig. 2.9.): Membro de Codaçal, Membro de Pé da Pedreira e Membro de Moleanos.

O Membro de Codaçal é constituído por calcários bioclásticos e oobioclásticos, por vezes dolomitizados. Apresentam maioritariamente uma textura *grainstone* a *rudstone* de biosparites, oosparites e oobiosparites, podendo ocorrer também oncóides, pelóides e bioclastos (maioritariamente litofácies 2, ver Tabela 2.1. e cap. 5.1.). Estes calcários sobrepõem-se ao membro dolomítico da Formação de Chão das Pias. O limite superior deste Membro é marcado pela passagem diacrónica à Formação de Serra de Aire, ocorrendo interdigitação entre as duas unidades (Azerêdo, 2007).

O Membro de Pé da Pedreira é constituído por calcários oo/bio/intra/pelsparites *grainstone* a *rudstone* (litofácies 2, ver Tabela 2.1. e cap. 5.1.), por vezes intercalados por níveis mais finos de biopelintramicroites *packstone*. Neste membro é frequente a presença de níveis de granulometria grosseira bastante ricos em bioclastos. Tanto o Membro de Codaçal como o Membro de Pé da Pedreira são fácies típicas de rampa interna, mais concretamente um ambiente de ilhas-barreira.

Por último, o Membro de Moleanos, é formado por calcários clásticos de textura *rudstone*, *grainstone* e *packstone* oolíticos/bioclásticos/oncolíticos/litoclásticos (litofácies 2, ver Tabela 2.1. e cap. 5.1.), onde ocorrem intercalações de calcários fossilíferos e de calcários pelmicríticos com bioturbação (Azerêdo, 2007). A parte inferior deste Membro é composta por calcários oolíticos bem calibrados e calcários calciclásticos mais grosseiros, sucedendo-se para topo, calcários compactos, pelbiomicríticos, com oncóides dispersos e uma macrofauna relativamente abundante (Azerêdo, 2007). Na parte superior deste Membro, as litofácies mais típicas da Formação de Santo António – Candeeiros são intercaladas por calcários pelmicríticos com macrofauna abundante, sobrepondo-se novamente fácies de maior energia (litofácies 1 e 2 de Azerêdo, 1993, ver Tabela 2.1. e cap. 5.1.) (>100 m, aproximadamente), considerando-se que a idade desta Formação se estende a grande parte do Caloviano. O topo da unidade é desigualmente truncado pela desconformidade Jurássico Médio – Jurássico Superior, pela superfície topográfica ou ainda, localmente, passa em paraconformidade aparente a calcários micríticos mais escuros do Jurássico Superior. Na região ocidental do MCE, este Membro contacta normalmente por falha com a Formação de Serra de Aire e na região oriental, o contacto é normal (Azerêdo, 2007).

Estas duas últimas Formações constituem na sua maioria as unidades equivalentes das que foram intersectadas pelas sondagens estudadas na zona SW e Central da bacia (Ramalhal – 1, Benfeito – 1, Alcobça – 1, Aljubarrota – 2 e Aljubarrota – 3, ver cap. 5.2.).

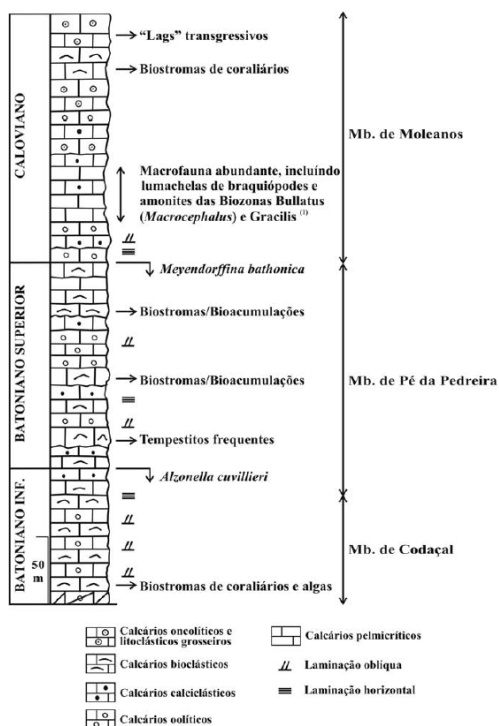


Figura 2.9.: Coluna litostratigráfica sintética da Formação de Santo António - Candeeiros (retirado de Azerêdo, 2007 e referências aí contidas).

Tabela 2.1.: Litofácies reconhecidas no Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremenho, com respectiva interpretação paleoambiental (adapt. Azerêdo, 1993, 1998).

Litofácies	Descrição dos Ambientes	Classificação
1 - Grainstones oolíticos e bio-intraclásticos com estratificação oblíqua.	Barreira (face de praia e praia s.s.); washovers; canais de maré (?).	Rampa Interna
2 - Rudstones, Grainstones e Packstones bioclásticos/oncolíticos/litoclásticos.	Barreira (transição offshore/face de praia inf. até praia s.s.); washovers.	Rampa Intermédia e Interna.
3 - Biolititos de Coraliários e Algas.	Barreira (transição offshore/face de praia inferior); transição barreira interna - laguna?.	Rampa Intermédia e Interna
4 - Rudstones e Packstones oncolíticos com fenestrae e pseudofenestrae.	Laguna – planície de maré; canais de maré.	Rampa Interna
5 - Microconglomerados com clastos micríticos e clastos negros.	Planície de maré (intertidal superior a supratidal).	Rampa Interna
6 - Mudstones e Wackestones com fenestrae e laminações.	Laguna – planície de maré.	Rampa Interna
7 - Floatstones, Wackestones e Mudstones com nódulos algais/oncóides e ferruginização.	Laguna e canais de maré (?).	Rampa Interna
8 - Coraliários lumachélicos: 8a - “Lumachelas” de Gastrópodes/ Lamelibrânquios; 8b - “Lumachelas” de Braquiópodes.	8a - Laguna;  8b - Barreira (transição offshore/face-de-praia inferior).	Rampa Interna  Rampa Intermédia a Interna
9 - Mudstones, Wackestones e Packstones bioclásticos: 9a - Calcários compactos; 9b - Calcários, calcários margo-argilosos e margas.	Marinho externo; transição offshore-barreira	Bacia/Rampa Externa a Intermédia
10 - Packstones indeferenciados	Transição offshore-barreira; laguna; washovers	Rampa Externa a Intermédia
11 - Dolomititos / Calcários dolomíticos: 11a - Dolosparites;  11b - Dolomicrites e dolomicrites laminares.	11a - Baixios (?), Barreira (?);  11b - Laguna e planície de maré (intertidal superior a supratidal)	Rampa Intermédia a Interna  Rampa Interna

#### 2.4.2. Jurássico Médio do Maciço de Condeixa-Sicó-Alvaiázere

Na região do Maciço de Condeixa-Sicó-Alvaiázere (MCSA), afloram séries carbonatadas correspondentes ao Jurássico Médio e com interesse para este estudo, nomeadamente Formação de Degracias, Formação de Sra. da Estrela e Formação de Sicó. Tal como no Maciço Calcário Estremenho, estas séries calcárias traduzem uma deposição predominantemente em meio marinho interno.

A Formação de Degracias (Fig. 2.10.) é datada de todo o Bajociano, sendo a sua espessura da ordem dos 100 a 150 m (Martins, 2008 e referências aí contidas). Esta unidade é caracterizada essencialmente por calcários compactos e calcários margosos de cor cinzenta escura a verde azeitona ou acastanhada a alaranjada com pelmicrites e pelintramicrites de textura maioritariamente *mudstone* (litofácies 1, Martins, 2007, ver Tabela 2.2.), em camadas de 20 a 40 cm na base, sendo estas mais espessas para o topo, bem como o incremento de sedimentação carbonatada. No topo desta formação, observam-se nódulos botrioidais siliciosos; relativamente aos fósseis, esta unidade comporta amonóides, braquiópodes, espículas de espongiários, entre outros (Martins, 2007). Esta unidade foi depositada num ambiente de rampa externa a intermédia (Martins, 2007, 2008). É possível correlacionar esta Formação com a Formação de Chão de Pias (descrita anteriormente) (Fig. 2.12.).

Esta unidade pode ser considerada *grosso modo* (a par da Formação de Chão de Pias) a que se encontra na base da sondagem de Vermoil – 1.



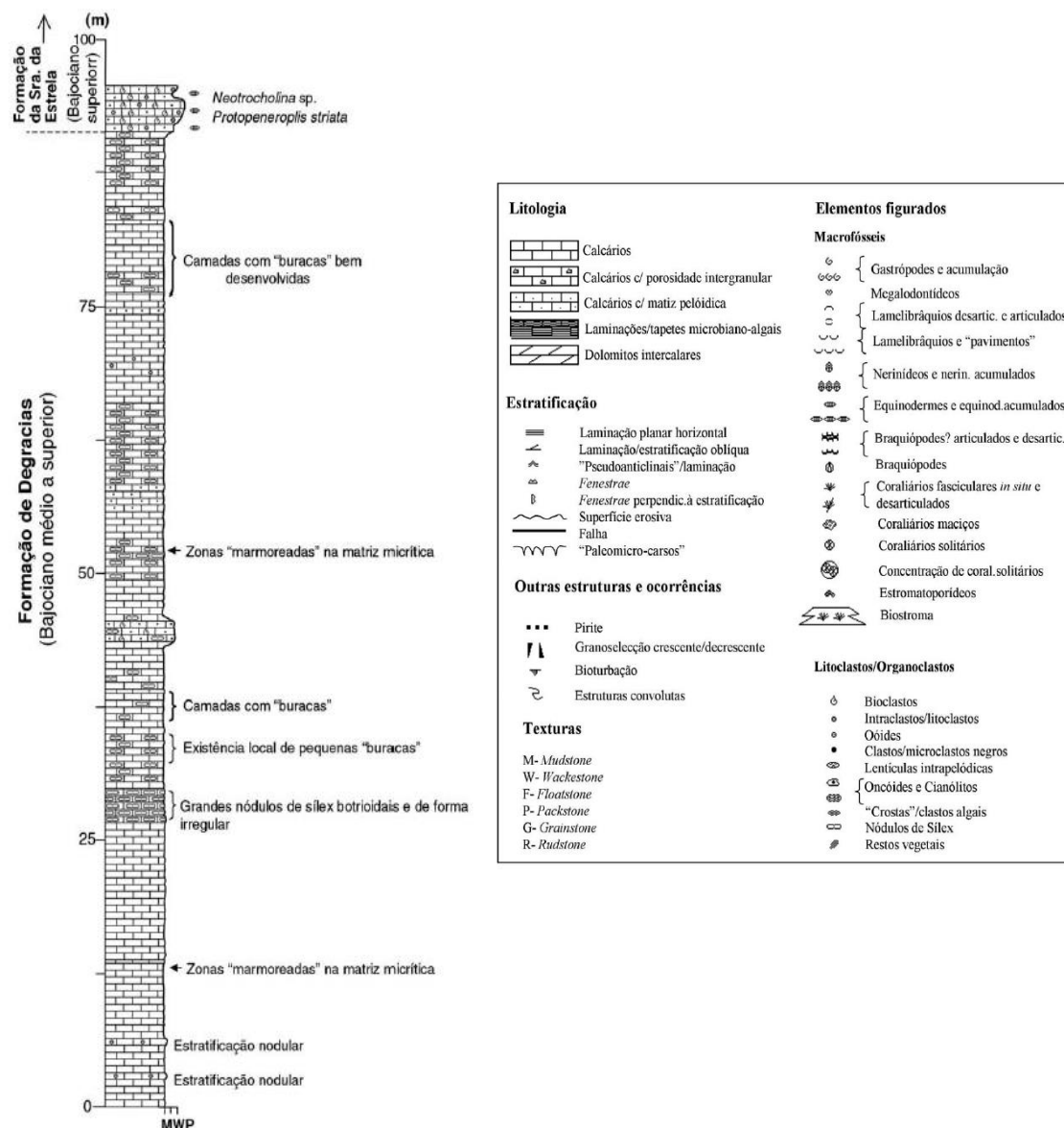


Figura 2.10.: Coluna litostratigráfica sintética da Formação de Degracias (retirado de Martins, 2008).

A Formação de Sra. da Estrela (Fig. 2.11.), é datada segundo Martins (2008) do Bajociano superior – Batoniano inferior, com uma espessura >80 m, sendo o seu limite inferior assente sobre a Formação de Degracias e marcado pela variação gradual de fácies e o seu limite superior marcado por uma variação drástica de fácies. Na base desta unidade ocorrem depósitos calciclásticos finos, nomeadamente pelmicrosparites a pelbiosparites de textura *grainstone* – *packstone* (litofácies 2, Martins, 2007, ver Tabela 2.2.); para o topo, a formação passa a ter carácter cada vez mais grosseiro, sendo visíveis nos sectores mais a Norte, pel-oosparitos, pel-intrasparitos e intra-oo-biosparitos (Martins, 2007, 2008). A Sul, esta unidade é dominada por intra-oosparitos de textura *packstone* – *grainstone* (litofácies 4, Martins, 2007, ver Tabela 2.2.) e biosparitos também de textura *packstone* – *grainstone* (litofácies 3, Martins, 2007, ver Tabela 2.2.). Nos sectores Norte e Central na parte intermédia a superior, ocorrem biostromas de coraliários (litofácies 6, Martins, 2007, ver Tabela 2.2.), que para topo estão interestratificados com calcários calciclásticos (Martins, 2008). O conteúdo fossilífero é constituído por

abundantes bivalves, gastrópodes, equinodermes, braquiópodes e coraliários, sendo a microfauna rica em foraminíferos bentónicos (Martins, 2007, 2008). Esta Formação foi depositada num meio ambiente de rampa intermédia a interna, mais concretamente em subambientes de face-de-praia inferior/face-de-praia superior, podendo também ocorrer mais para o sector Sul o subambiente praia-de-barreira.

Esta unidade pode ser correlacionada com a parte inferior da Formação de Santo António – Candeeiros (Fig. 2.13.)

A Formação de Sicó (Fig. 2.12.), com uma espessura >120 m e datada do Batoniano inferior – Caloviano (?), é uma unidade constituída maioritariamente por calcários micríticos a pelmicríticos de textura *mudstone* - *wackestone*, por vezes fenestrados e laminados (litofácies 9, Martins, 2007, ver Tabela 2.2.) e por calcários oncolíticos de textura *wackestone* (litofácies 7, Martins, 2007, ver Tabela 2.2.), bem como intercalações de lumachelas de bivalves e gastrópodes (litofácies 8, Martins, 2007, ver Tabela 2.2.) com calcários biomicríticos. A base desta unidade é composta pelas litofácies 10 (Martins, 2007, ver Tabela 2.2.), onde brechas e conglomerados pedogénicos se intercalam com calcários micríticos fenestrados, não ocorrendo continuidade lateral (Martins, 2008). A zona intermédia é composta por calcários micríticos, calcários oolíticos e por calcários micríticos fenestrados; a topo, os calcários micríticos fenestrados voltam a ter maior relevância, intercalados por calcários pedogénicos, sem continuidade lateral. Calcários calciclásticos com intra-oosparites e intra-biosparites surgem nas áreas mais a Sul desta Formação, sugerindo a existência de bancos periféricos costeiros transgressivos (Martins, 2008).

A macro e microfauna é bastante diversificada, sendo possível observar bastantes gastrópodes, bivalves, ostracodos, alguns coraliários solitários e alguns foraminíferos com interesse biostratigráfico, como *Alzonella cuvillieri* Bernier & Neumann, *Meyendorffina bathonica* Aurouze & Bizon, *Spiraloconulus giganteus* Cherchi & Schroeder, entre outros (Martins, 2007, 2008).

Relativamente ao tipo de ambiente desta unidade, este está associado a um ambiente de rampa interna, dominada por depósitos de natureza lagunar (sector intermédio) e perimareal, com exposição subaérea recorrente (sector basal e topo). Este tipo de deposição está em conformidade com a evolução geral da rampa carbonatada proposta por Azerêdo (1993, 1998). De salientar que esta Formação correlaciona-se com a Formação de Serra de Aire e de Santo António – Candeeiros, ambas, Formações do MCE (Fig. 2.13.)

Nos sectores Norte e Central, observam-se espessuras apreciáveis de calcários de natureza calciclástica intercalados, tendo sido adoptado o termo Membro de Corte para estas ocorrências (Martins, 2008). Este membro é datado do Batoniano inferior, tem uma espessura superior a 15 m e é de natureza calciclástica, contendo oncóides e clastos remobilizados. O conteúdo microfóssil caracteriza-se pela presença de foraminíferos (frequentes valvulinídeos e raros lituolídeos grosseiros), algas calcárias e raros ostracodos (Martins, 2007). Estes depósitos calciclásticos grosseiros que correspondem às litofácies 4 e 5 de Martins (2007, ver Tabela 2.2.) não foram reconhecidos no sector mais a sul na Serra de Sicó (Martins, 2008).

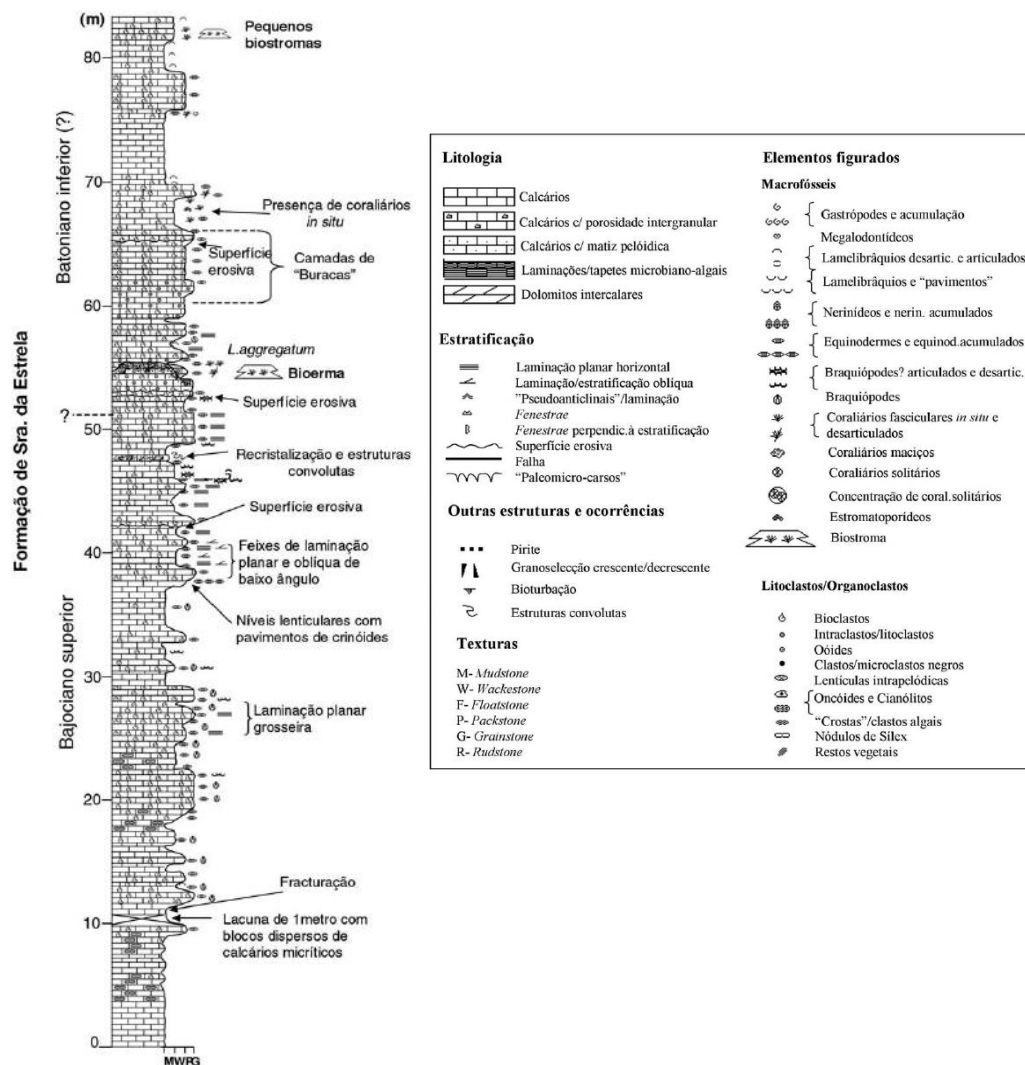


Figura 2.11.: Coluna litostratigráfica sintética da Formação de Sra. da Estrela (retirado de Martins, 2008).



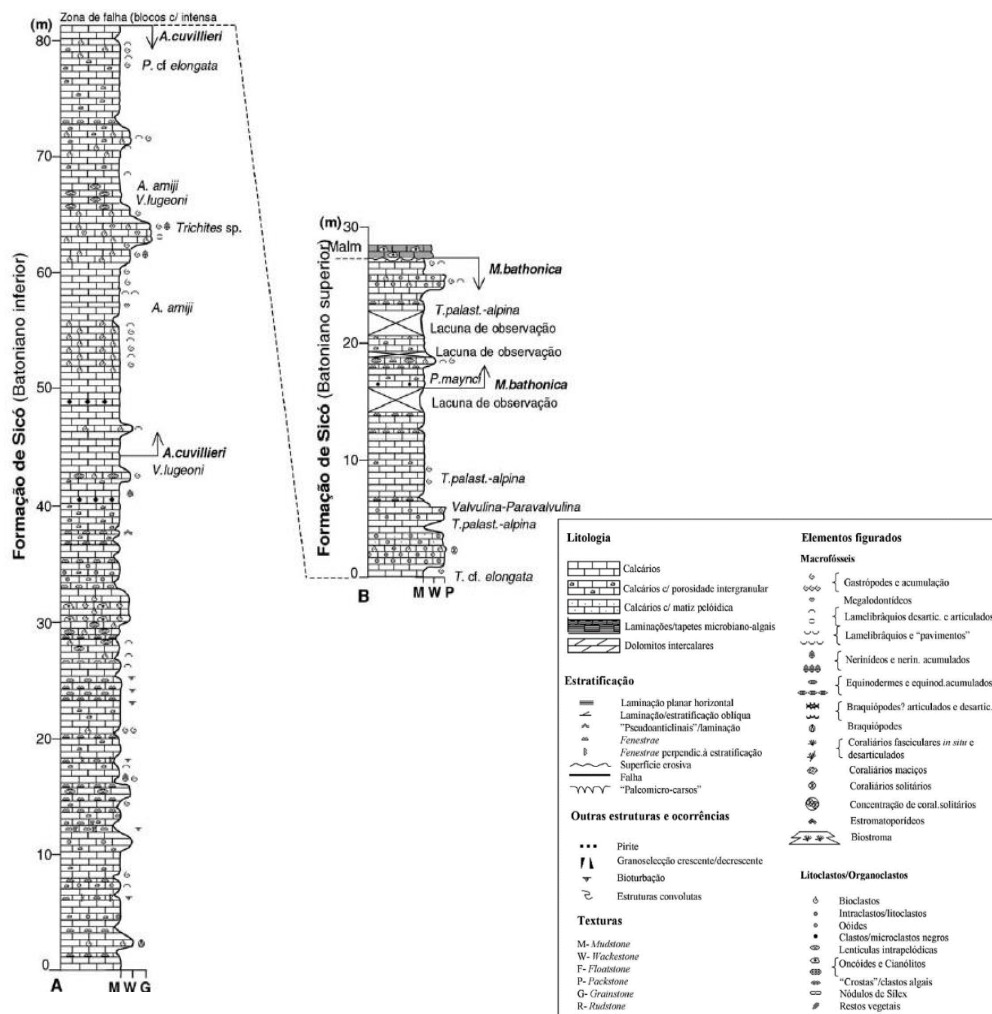


Figura 2.12.: Coluna litostratigráfica sintética da Formação de Sicó (retirado de Martins, 2008).

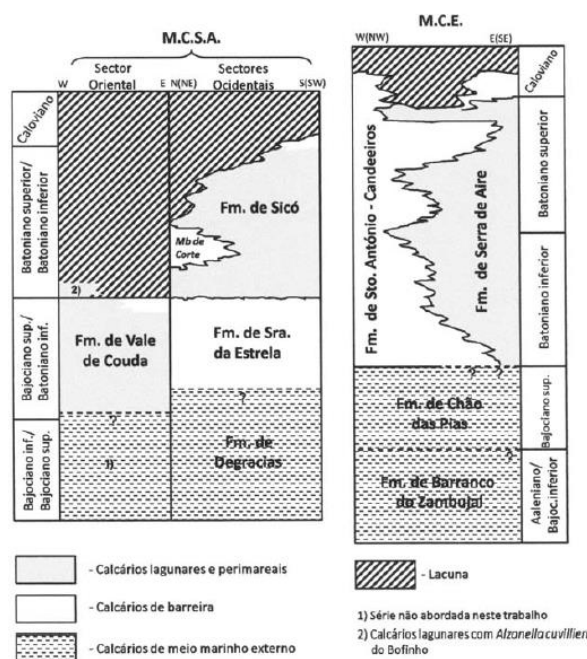


Figura 2.13.: Unidades formais para o MCSA propostas por Martins (2008), no intervalo Bajociano inferior – Caloviano, e comparação com as unidades formais propostas no MCE por Azerêdo (2007), para o mesmo intervalo de tempo (retirado de Martins, 2008). Nota: os esquemas não estão à mesma escala vertical.

Tabela 2.2: Litofácies reconhecidas no Jurássico Médio do Maciço de Condeixa-Sicó-Alvaiázere, com respectiva interpretação paleoambiental (adapt. Martins, 2007).

Litofácies	Descrição do Ambiente	Classificação
1 – Calcários compactos com nódulos de sílex e “filamentos”;	Transição <i>Offshore</i> – Barreira.	Rampa externa
2 – <i>Grainstones</i> e <i>Packstones</i> de equinóides e “ninhos” de braquiópodes;	Transição <i>Offshore</i> – Face-de-praia inferior.	Rampa intermédia
3 – <i>Wackestones</i> , <i>Packstones</i> e <i>Grainstones</i> bioclásticos;	Transição ante-praia – praia de barreira.	Rampa intermédia
4 – <i>Packstones</i> e <i>Grainstones</i> oopelódicos e intrapelódicos;	Transição <i>Offshore</i> – Face-de-praia inferior; Transição <i>Offshore</i> – Praia-intertidal.	Rampa intermédia a interna
5 – <i>Rudstones</i> e <i>Grainstones</i> intra-oncolíticos;	Transição <i>Offshore</i> – Face-de-praia superior.	Rampa intermédia
6 – Biolitos de coraliários, espongiários e algas;	Transição <i>Offshore</i> – Face-de-praia.	Rampa intermédia
7 – <i>Wackestones/Floatstones</i> oncolíticos a intra-oncolíticos e <i>Rudstones</i> oncolíticos; 7a – <i>Wackestones/Floatstones</i> oncolíticos; 7b – <i>Rudstones</i> oncolíticos; 7c – <i>Wackestones/Floatstones</i> intra-oncolíticos;	7a – Laguna; 7b – Canais/Deltas de Maré; 7c – Zona intermareal.	Rampa intermédia a interna
8 – <i>Wackestones</i> bioclásticos e Lumachelas;	Laguna	Rampa interna
9 – <i>Mudstones</i> e <i>Wackestones</i> , por vezes fenestrados e <i>Laminitos</i> ;	Transição <i>Offshore</i> – Ante-praia-interna/ Laguna.	Rampa intermédia a interna
10 – Brechas e conglomerados pedogénicos; 10a – Brechas; 10b – Microbrechas; 10c – Conglomerados; 10d – Microconglomerados;	10a – Zona supramareal; 10b – Zona supramareal; 10c – Laguna e Planície de maré; 10d – Face-de-ante-praia-interna.	Rampa intermédia a interna
11 – Calcários dolomíticos e Dolomitos intercalares.	Perimareal.	Rampa interna

## **CAPÍTULO 3**

### **MATERIAL E METODOLOGIA DE ESTUDO**

O material de estudo para este trabalho consistiu em relatórios de poço, testemunhos parciais e lâminas delgadas de sondagens feitas por companhias petrolíferas na zona central da Bacia Lusitânica, restringindo-se o objecto de estudo a formações do Bajociano e do Batoniano e localmente também parte inferior do Caloviano. Numa primeira fase, procedeu-se a consulta documental nas instalações da então ENMC da informação existente sobre os sectores e intervalo estratigráfico pretendidos, com vista a seleccionar em concreto o material a estudar face ao tipo de informação disponível. Pela apreciação prévia, chegou-se à conclusão que os relatórios das sondagens de Ramalhal – 1, Benfeito – 1, Alcobaça – 1, Aljubarrota – 2, Aljubarrota – 3 e Vermoil – 1 seriam os com maior interesse para este estudo (ver tabela 3.1).

Após a análise dos relatórios de poço das sondagens seleccionadas, iniciou-se a observação microscópica das lâminas delgadas disponíveis, nomeadamente das sondagens de Ramalhal – 1, Benfeito – 1 e Vermoil – 1; neste último caso verificou-se a necessidade de realizar novas lâminas delgadas (e consequentemente recolha de amostras de mão do testemunho disponível, que foi também analisado) uma vez que as existentes não atingiam a profundidade desejada. De salientar que para as sondagens Alcobaça – 1, Aljubarrota – 2 e Aljubarrota – 3 não havia testemunhos nem as respectivas lâminas delgadas disponíveis, daí não ter sido possível efectuar um estudo mais aprofundado como nas restantes.

Paralelamente ao estudo das sondagens e de forma regular ao longo do trabalho, foi realizada análise bibliográfica relativa a estudos sedimentológicos específicos e detalhados sobre as formações com as quais se pretendia comparar os dados analisados, nomeadamente os de Azerêdo (1993) e Martins (2007).

*Tabela 3.1: Tabela síntese dos intervalos de tempo e respectivo material disponibilizado para as sondagens estudadas.*

<b>Sondagem</b>	<b>Intervalo estratigráfico</b>	<b>Relatório de sondagem</b>	<b>Testemunho parcial</b>	<b>Lâminas delgadas</b>
Ramalhal – 1	Batoniano – Caloviano	Sim	Não	Sim
Benfeito – 1	Bajociano – Caloviano inf.	Sim	Não	Sim
Alcobaça – 1	Bajociano – Caloviano	Sim	Não	Não
Aljubarrota – 2	Bajociano – Batoniano	Sim	Não	Não
Aljubarrota – 3	Bajociano – Batoniano	Sim	Não	Não
Vermoil – 1	Bajociano – Caloviano inf.	Sim	Sim	Sim

### 3.1. Estudo dos relatórios de sondagem

Ao contrário do que sucede em muitos estudos de Geologia, este não teve uma componente de trabalho de campo, embora se tenham tomado em consideração para uso como referência-padrão, descrições de campo das litofácies que caracterizam o intervalo estudado nas regiões do Maciço Calcário Estremenho (Azerêdo, 1993, 1998) e do Maciço de Condeixa-Sicó-Alvaiàzere (Martins 2007, 2008). Por esta razão, houve a necessidade de se efectuar uma análise minuciosa sobre os relatórios de sondagem (para mais detalhes, ver cap. 5.2.) a fim de apurar quais os melhores critérios para a sua selecção; esses critérios foram os seguintes:

- A sondagem teria que ter intersectado total ou parcialmente o intervalo estratigráfico requerido;
- A sondagem teria que ter intersectado formações cuja litologia fosse maioritariamente calciclástica, por serem as que representam as principais fácies com características potenciais de rocha-reservatório no Jurássico Médio da BL, em foco neste trabalho;
- O relatório deveria conter de preferência informações acerca da biostratigrafia/micropaleontologia quando não houvesse lâminas delgadas disponíveis para consulta.

### 3.2. Estudo das lâminas delgadas disponibilizadas

Após a identificação dos relatórios que seriam pertinentes para este estudo, iniciou-se a respectiva análise das lâminas delgadas disponíveis nos relatórios de sondagem de Ramalhal – 1, Benfeito – 1 e Vermoil – 1 (descritas no cap. 5.4.). É importante referir que estas lâminas foram realizadas a partir de *cuttings*, não correspondendo, portanto, a amostras inteiras individuais, o que dificulta o seu estudo e interpretação. Para melhor compreensão do que seria relevante pesquisar nas lâminas, optou-se pelos seguintes critérios:

- Determinação das diferentes texturas presentes nas amostras;
- Identificação com base nas texturas das diversas litofácies observadas;
- Identificação de microfósseis com relevância biostratigráfica;
- Identificação de tipos de porosidade presentes bem como a sua percentagem relativa;
- Identificação quando possível de matéria orgânica na amostra;
- Identificação de aspectos particulares.

As lâminas estudadas das sondagens de Ramalhal – 1 e Benfeito – 1 atingiram o intervalo de profundidades desejado, porém as lâminas da sondagem de Vermoil – 1 não atingiram esse intervalo. Para contornar esse facto, recorreu-se ao testemunho de Vermoil – 1 que se encontra na litoteca do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG) para completar o intervalo de profundidade em falta. Desta forma, aproveitou-se para realizar um estudo em macroscale do testemunho de Vermoil – 1, descrito no próximo ponto.

### **3.3. Estudo das amostras de mão de Vermoil – 1**

Os estudos realizados em amostra de mão abrangem seis intervalos de profundidade (entre os 810,45m – 812,45m; 812,45m – 814,45m; 1360,46m – 1362,46m; 1362,46m – 1364,20m; 1486m – 1494,79m e 1694,46m – 1698,46m) e seguiram os critérios, escalas e classificações seguidamente expostos.

Foram definidos alguns critérios qualitativos para caracterizar de modo uniforme as amostras em estudo. Desta forma, optou-se por seguir a sequência de análise das amostras seguinte:

- Cor da amostra molhada e em seco;
- Tipo de calcário observado;
- Classificação textural de Dunham (1962), observável a olho nu;
- Porosidade observada;
- Aspectos particulares observáveis (fracturas e/ou veios, aspecto granulométrico, presença ou não de óleo, entre outros);
- Ambiente deposicional provável para a fácies representada.

### **3.4. Métodos e técnicas laboratoriais para as amostras de Vermoil – 1**

Para caracterização petrográfica, mineralógica e diagenética, é necessário complementar a análise macroscópica com análises ao microscópio petrográfico. Foi possível complementar a descrição petrográfica com a análise de porosidade relativa estimada (estimada em percentagem) e, em termos aproximados da conectividade entre poros, utilizando o corante “Azul Ceres” (em todas as amostras seleccionadas).

Após tomar em consideração quais as secções de análise pretendidas em cada amostra, foram realizadas 12 lâminas delgadas impregnadas com resina corada pela adição de “Azul Ceres”.

Todos os procedimentos que envolveram a realização destes métodos e técnicas laboratoriais, tiveram a supervisão da Professora Doutora Ana Cristina Azerêdo bem como da Técnica de laboratório Doutora Cyntia Mourão e foram realizados no laboratório de tratamento de Rochas do GeoFCUL.

Na selecção e recolha de cada amostra foi tido em consideração se as amostras seriam representativas do caso em estudo, e que estas não teriam indícios de meteorização e/ou alteração.

### **3.5. Classificações composicionais e texturais aplicadas**

As rochas carbonatadas analisadas foram definidas e classificadas de acordo com as seguintes classificações: classificação textural de Dunham (1962) e classificação composicional de Folk (1959, 1962) (Fig. 3.1. e 3.2.).

Depositional Texture Recognizable					Depositional Texture Not Recognizable  (Subdivide according to classifications designed to bear on physical texture or diagenesis.)
Original Components Not Bound Together During Deposition				Original components were bound together during deposition, as shown by intergrown skeletal matter, lamination contrary to gravity, or sediment-floored cavities that are roofed over by organic or questionably organic matter and are too large to be interstices.	
Contains mud (particles of clay and fine silt size, less than 20 microns)		Grain-supported			
Mud-supported		Grain-supported			
Less than 10 percent grains	More than 10 percent grains	More than * 10 percent mud	Less than * 10 percent mud		
<b>Mudstone</b>	<b>Wackestone</b>	<b>Packstone</b>	<b>Grainstone</b>	<b>Boundstone</b>	
				<b>Crystalline Carbonate</b>	

\* Modification of original Dunham classification by changing percent mud from 1 to 10%

Figura 3.1.: Classificação textural de Dunham (1962), retirada de Ahr (2008).

volumetric allochem composition			> 10% allochems		< 10% allochems		Undisturbed reef and bioherm rocks
			Sparry calcite > Micrite	Micrite > Sparry calcite	1-10% allochems	<1% allochems	
> 25% Intraclasts			INTRASPARITE	INTRAMICRITE	Most abundant allochems	MICRITE, or if sparry patches present DISMICRITE	
< 25% Intraclasts	> 25% Ooids		OOSPARITE	OOMICRITE			
	Volume ratio, bioclasts: peloids	> 3:1	BIOSPARITE	BIOMICRITE			
		3:1 to 1:3	BIOPELSPARITE	BIOPELMICRITE			
		< 1:3	PELSPARITE	PELMICRITE			
					Peloids PELOID-BEARING MICRITE	BIOLITHITE	

Figura 3.2.: Classificação composicional de Folk (1959, 1962), retirada de Adams & Mackenzie (1984).

## **CAPÍTULO 4**

### **Porosidade, Diagénese, Sistema Petrolífero**



Os reservatórios carbonatados são complexos (comparativamente com os siliciclásticos), exibindo uma maior diversidade na textura, composição das partículas, geração e modificação de porosidade, efeitos diagenéticos e na variabilidade de pequena escala de todas estas propriedades, que vão afectar a qualidade dos reservatórios (Ahr, 2008).

Segundo Azerêdo (2013) os carbonatos podem apresentar diversas fácies que funcionam como reservatório, gerador ou selo e a sua dinâmica sedimentar pode proporcionar geometrias com potenciais armadilhas estratigráficas e diagéneses distintas. As rochas carbonatadas apresentam uma enorme importância económica, pois geram cerca de 40% dos hidrocarbonetos e cerca de 60% das reservas mundiais de petróleo estão armazenadas em rochas carbonatadas (Schlumberger market analysis, 2007).

#### 4.1. Porosidade e Permeabilidade nos carbonatos

A porosidade e a permeabilidade são das propriedades da rocha com maior influência no controlo dum reservatório, as quais estão dependentes da textura, mineralogia, composição e *fabric* (Ahr, 2008). Regra geral, considera-se a permeabilidade como uma propriedade mais importante que a porosidade, contudo, a porosidade tem uma enorme influência na saturação e mobilidade dos hidrocarbonetos nas rochas carbonatadas. Estudos de porosidade em rochas carbonatadas são cruciais para uma melhor compreensão dos diversos processos diagenéticos e também da avaliação das potenciais rochas reservatório de hidrocarbonetos.

Sintetizando Ahr (2008), o termo porosidade ( $\Phi$ ) representa a capacidade de armazenamento de fluidos pela rocha, sendo o volume de vazios existentes por volume de rocha, ou seja, o parâmetro que indica a quantidade de espaços vazios existentes nos interstícios duma rocha para um determinado volume de rocha, estando ou não, estes poros interconectados entre si.

A porosidade pode ser primária ou secundária (Fig. 4.1). A primária forma-se durante o estágio pré-deposicional (*e.g.* poros intrapartícula em foraminíferos, oóides ou corais) e durante o estágio deposicional, porosidade deposicional (*e.g.* porosidade interpartícula, porosidade de crescimento). A porosidade secundária é formada durante a diagénese e em qualquer altura depois da deposição. O tempo envolvido durante a formação da porosidade secundária pode ser extremamente longo e pode ocorrer em qualquer das três fases (eodiagénese, mesodiagénese e telodiagénese; Flügel, 2004), como se explica no ponto 4.2. Os processos que estão envolvidos na formação desta porosidade são a dissolução, dolomitização/desdolomitização e fracturação. O processo de dissolução ocorre em qualquer momento durante o soterramento e pode incrementar substancialmente as propriedades do reservatório (Flügel, 2004).

A porosidade primária e secundária das rochas carbonatadas é fortemente controlada pelas fácies deposicionais e pelos processos e padrões diagenéticos que a rocha sofre ao longo da sua história diagenética; esta depende da composição e do *fabric* da

rocha, da distribuição e quantidade de cimento, bem como da abundância e distribuição de fracturas e estilólitos.

Seleção por fabric			Sem seleção por fabric				
Primária		Interpartícula	BP		Fratura	FR	
		Intrapartícula	WP		Canal*	CH	
		Fenestrae	FE		Vuggy*	VUG	
		Abrigo	SH		Cavernosa*	CV	
		Trama de crescimento	GF	* O termo CV aplica-se a poros de grandes dimensões do tipo CH ou VUG			
Secundária		Intercristalina	BC				
		Mólida	MO				
Com ou sem seleção por fabric							
		Brecha	BR			Perfuração	BO
		Cavada	BU			Dessecação	SK

Figura 4.1: Classificação da porosidade segundo Choquette & Pray (1970) (traduzido de Moore, 2001).

A permeabilidade determina a capacidade de um fluido para passar através de um meio poroso, sendo medida como a taxa a que o fluido passa através do sedimento ou da rocha. Está largamente relacionado com o tamanho e forma dos espaços porosos condutores, a forma e o tamanho das “gargantas” dos poros e a área superficial específica dentro de um espaço poroso (Flügel, 2004).

As taxas de fluxo diminuem com o aumento da quantidade de grãos finos na matriz – micrites puras exibem uma menor permeabilidade. Portanto, o teor de micrite das rochas carbonatadas pode reflectir as condições originais de permeabilidade; a cimentação precoce, por sua vez, está fortemente dependente dos tipos primários de fácies carbonatadas (Flügel, 2004). Essas relações são a base da classificação de porosidade proposta por Choquette and Pray (1970) (Fig. 4.1). As taxas de fluxo dependem fortemente da distribuição de poros: os interpartícula e os intercristalinos proporcionam uma maior permeabilidade do que os moldes ou poros intrapartícula (Flügel, 2004). A geometria dos poros, especialmente o tamanho e o formato das interconexões entre os poros adjacentes, são um importante factor de controlo da permeabilidade. Durante a diagénese devido aos processos de compactação e cimentação a permeabilidade diminui; porém, por outros processos aumenta, como na dissolução e fracturação, em profundidade (mesodiagénese) ou por reerguimento (telodiagénese) (Flügel, 2004).

A permeabilidade tem um papel bastante importante nos reservatórios carbonatados, visto indicar a capacidade que a rocha reservatório tem para transmitir fluidos, tanto dentro do reservatório como ao longo do canal de migração com o qual conecta com a rocha geradora. Segundo Gomes & Alves (2011), o estudo da permeabilidade é importante na indústria petrolífera, uma vez que indica a taxa de recuperação dos hidrocarbonetos e permite quantificar as características hidráulicas da rocha-reservatório, em que quanto maior é a permeabilidade melhor é o reservatório.

#### **4.2. A Diagéne e as suas principais fases**

A diagénese é o processo que engloba todas as modificações e transformações ocorridas após o soterramento dos sedimentos e/ou rocha até ao início do metamorfismo incipiente. Segundo Ahr (2008), o aumento e/ou redução da porosidade primária das rochas está relacionado com o conjunto de processos diagenéticos que ocorrem, ou não, de forma independente. A diagénese está dependente de factores intrínsecos e extrínsecos que determinam quais os processos actuantes, bem como a distribuição, duração e intensidade de acção. Os factores intrínsecos estão normalmente associados à composição mineralógica original, à composição química do fluido intersticial deposicional primário, bem como à textura, porosidade, permeabilidade, conteúdo em argila e tipo de matéria orgânica presente; enquanto os factores extrínsecos estão associados à pressão, quer hidrostática, como litostática e dos poros, que é essencial para o movimento dos fluidos. A temperatura é outro factor extrínseco que actua como um catalisador das reacções que decorrem durante os processos diagenéticos numa rocha, bem como os fluidos intersticiais, que com o seu quimismo e fluxo vão ser preponderantes na diagénese.

Existem três principais fases diagenéticas que inicialmente foram definidos por Choquette & Pray (1970), a eodiagéne, a mesodiagéne e telodiagéne (Fig. 4.2).

A eodiagéne, ocorre junto da superfície e é um processo diagenético de relativa curta duração, que ocorre entre a deposição de sedimentos e o seu soterramento. O seu limite superior é a interface subaérea ou subaquática, enquanto que o limite inferior corresponde à zona onde a água meteórica ou a água marinha terminam a sua circulação por gravitação ou convecção (Flügel, 2004). Nesta zona, os sedimentos são mineralogicamente instáveis, o que ajuda no incremento da porosidade pelos processos de dissolução, sendo normalmente média a elevada, mas também favorecendo rápida cimentação e dolomitização. Os ambientes diagenéticos activos que estão presentes nesta zona são o meteórico vadoso, a zona meteórica freática, a zona marinha freática e a zona de mistura.

A mesodiagéne, ocorre durante o processo de soterramento dos sedimentos, longe da zona de maior influência dos processos relacionados com a superfície. Nesta zona, os processos são caracterizados por modificações de porosidade bastante lentas, porém ocorre com frequência destruição de porosidade primária devido a compactação e a processos de cimentação e recristalização relacionados com a compactação. A zona

mesodiagenética corresponde aproximadamente ao ambiente diagenético de soterramento profundo (Flügel, 2004).

E por último, a telodiagenese, é o soerguimento de calcários e dolomitos que estavam soterrados e mineralogicamente estáveis na zona da mesodiagenese e que são postos em contacto com os processos de meteorização de natureza química e física da superfície; este soerguimento é bastante associado a processos de natureza tectónica (*e.g.* descontinuidades geológicas). As rochas carbonatadas que sofreram um longo soterramento e que após bastante tempo são postas em contacto com a superfície através de descontinuidades, podem sofrer processos de carsificação. Estes processos de carsificação modificam a porosidade e produzem poros de dissolução, sendo o seu tamanho variável entre pequenos poros e cavernas (Flügel, 2004).

Durante a evolução geológica, as rochas carbonatadas são afectadas constantemente pelos processos da mesodiagenese e da telodiagenese, causando modificação, destruição e renovação da porosidade secundária. Ao estudar-se a diagenese é possível correlacionar os processos diagenéticos que actuaram ao longo do tempo, durante a evolução pós-deposicional da rocha, estabelecendo a sua cronologia relativa, e identificando e avaliando a sua importância na preservação, geração ou recriação da porosidade e da permeabilidade.

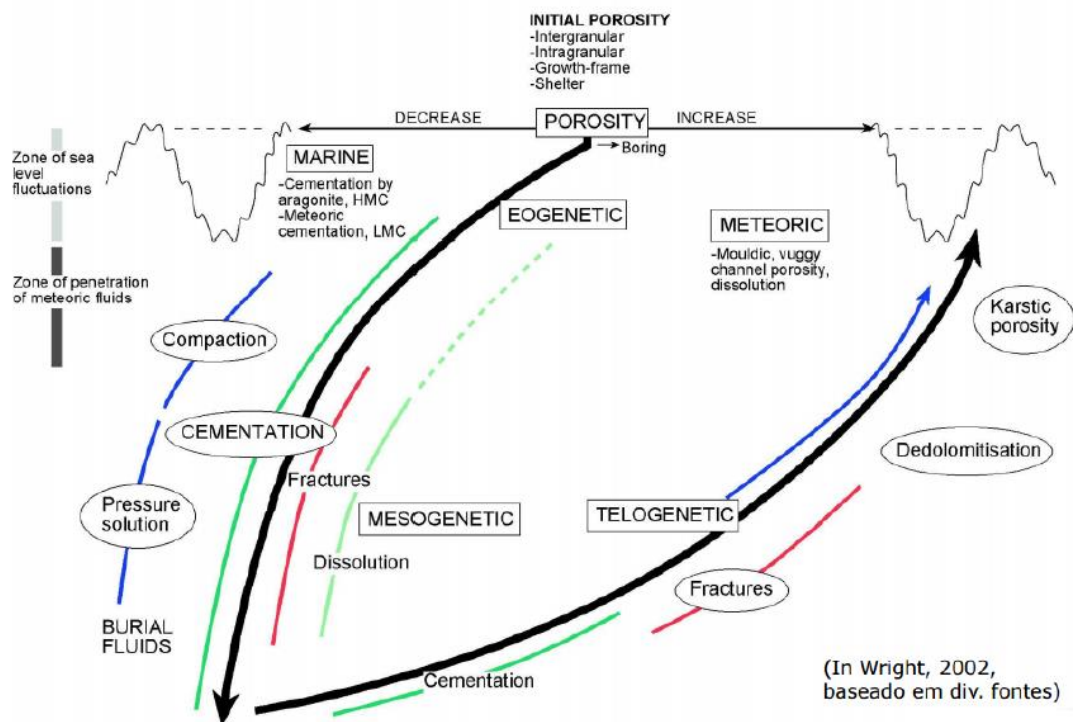


Figura 4.2: Processos que decorrem durante o soterramento e o seu soerguimento afectando a porosidade das rochas. Retirado de Wright (2002), baseado em diversas fontes.

### 4.3. Processos diagenéticos nas rochas carbonatadas

As rochas carbonatadas ao longo da sua evolução diagenética, podem ser afectadas por um ou mais dos processos diagenéticos (compactação, dissolução, cimentação, recristalização, dolomitização e desdolomitização) seguidamente descritos, levando a que a qualidade dos reservatórios varie consoante a relação diferencial fácies original – efeitos diagenéticos (Ahr, 2008) (Fig. 4.3).

A compactação, é um processo físico ou químico no qual os sedimentos são consolidados, resultando numa diminuição dos espaços porosos e da permeabilidade à medida que os grãos vão sendo empacotados. Durante o soterramento, existe a compactação dos sedimentos e a perda de fluidos dentro dos poros, o que faz com que os grãos fiquem cimentados uns aos outros (Flügel, 2004).

A dissolução, conduz a alterações acentuadas na porosidade, textura e permeabilidade das rochas carbonatadas, visto estas serem muito susceptíveis à dissolução, uma vez que são constituídas por minerais metastáveis como a calcite, aragonite e dolomite (Flügel, 2004). É o processo resultante da presença e/ou passagem de fluidos subsaturados em carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ) nos poros de uma rocha carbonatada levando à dissolução de grãos e cimento por serem constituídos por minerais metastáveis. Quanto maior for a subsaturação desses fluidos relativamente ao carbonato, mais eficaz se torna a dissolução, logo, ocorre geração de porosidade secundária e um aumento significativo da porosidade inicial da rocha (Flügel, 2004).

A cimentação, por sua vez, consiste na precipitação de cimento entre minerais ou grãos de rochas, correspondendo a uma fase de litificação. No caso das rochas carbonatadas, este processo corresponde ao preenchimento dos poros pré-existent nas rochas por precipitação de cimento carbonatado, que pode ter diferentes composições químicas e tipos de *fabrics*, dependendo sempre da razão Mg/Ca (Flügel, 2004). Os cimentos têm diversas origens, indo desde cimentos meteóricos a marinhos (sejam vadosos ou freáticos), juntamente com os cimentos de soterramento. Outro aspecto interessante neste processo, é a ocorrência de cimentação precoce pervasiva inibir a compactação, porém, a existência de pouco cimento inicial facilita a compactação (Flügel, 2004).

O termo neomorfismo foi definido por Folk (1965), e tinha em conta tanto o termo recristalização como o termo inversão mineralógica. A recristalização ocorre quando cristais muito pequenos de calcite se dissolvem e reprecipitam como cristais mais estáveis e maiores neoformados. A recristalização pode apresentar diversos tipos de *fabrics* e é comum nas rochas carbonatadas, ocorrendo com diferentes intensidades, podendo conduzir à diminuição de porosidade, sendo por isso, considerado um processo diferencial e localizado (Ahr, 2008).

A dolomitização, é um processo geoquímico que consiste na substituição completa ou parcial de calcite por dolomite, ou seja, é o processo pelo qual um calcário e/ou sedimento precursor é completamente ou parcialmente substituído por dolomite, em que essa substituição ocorre de modo pervasivo ou selectivo (Azerêdo, 1993). Em regra

geral, este processo é diferencial e localizado, levando a um aumento de porosidade das rochas carbonatadas durante a diagénese (existem excepções, onde ocorre diminuição da porosidade) (Mackenzie & Adams, 1994). Segundo Flügel (2004), este processo pode ocorrer durante a diagénese precoce ou durante a tardia; no primeiro caso, existe principalmente precipitação e crescimento de cimentos laminares em forma de aros em torno das partículas, enquanto que no segundo caso, está geralmente relacionada com o soterramento profundo de calcários.

A desdolomitização, é o processo inverso da dolomitização, que resulta da substituição de dolomite por calcite (Adams *et al.*, 1984), resultando muitas vezes na calcitização de romboedros de dolomite, passando estes a ser de natureza calcítica (Azerêdo, 1993). Maioritariamente, a desdolomitização, ocorre sob influência de águas meteóricas, com acção oxidante e/ou mistura de fluidos de composição diferente dentro de poros, originando porosidade secundária (Flügel, 2004). A desdolomitização durante a diagénese precoce pode resultar da instabilidade da dolomite e da calcite magnesiana que facilita a substituição dos núcleos dos romboedros de dolomite por calcite; durante a diagénese tardia, a desdolomitização é controlada pela variação da salinidade da água presente nos poros da rocha durante o soterramento (Flügel, 2004).



Figura 4.3: Classificação genérica para os tipos de reservatórios e porosidade associada nas rochas carbonatadas (traduzido de Ahr, 2008).

#### 4.4. Ambientes Diagenéticos

A diagénese ocorre em diversos ambientes denominados ambientes diagenéticos (Fig. 4.4). Estes diversos ambientes podem ser identificados através da observação dos vários tipos de cimento, assim como, através dos tipos de processos que actuaram durante a evolução diagenética da rocha ao longo da sua história geológica (Flügel, 2004).

O ambiente meteórico vadoso, situa-se acima do lençol freático, onde ocorre uma interação água/ar, fazendo com que os poros nesta zona se encontrem preenchidos por água doce e/ou ar devido a variações sazonais (Flügel, 2004). Este ambiente é subdividido em duas zonas consoante os processos que ocorrem nelas, uma inferior que está relacionada com a zona vadosa inferior, onde se encontram condições mais propícias à ocorrência de processos diagenéticos modificadores de porosidade (*e.g.* cimentação); e outra superior, onde existe uma interação ar/sedimento superior, onde a ocorrência do processo de dissolução é mais favorecida, com a remoção de aragonite e a formação de *vugs* (Flügel, 2004).

O ambiente meteórico freático situa-se abaixo do lençol freático e pode estender-se até algumas centenas de metros de profundidade, onde os poros estão preenchidos por água doce. É um ambiente caracterizado pela saturação permanente dos poros das rochas por água doce e cimentação rápida; os cimentos precipitados apresentam baixos teores de Mg/Ca na água meteórica o que leva à dissolução de aragonite e cimentação com baixo teor em Mg. Os processos ocorrem na zona de dissolução, onde se origina porosidade moldada e *vug* (Flügel, 2004). Na parte superior deste ambiente, na chamada zona activa, ocorre circulação de água saturada em  $\text{CaCO}_3$  e numa parte inferior em condições de estagnação; na parte inferior ocorre menos dissolução e precipitação de cimento, podendo ser preservada a porosidade primária (Flügel, 2004).

O ambiente marinho vadoso corresponde a uma zona de mistura de águas meteóricas e águas marinhas. Esta mistura poderá ser responsável pela precipitação de aragonite e pela sedimentação de dolomite em *vugs*, dolomitização e formação de chertes. A mistura de água doce e água salgada contribui bastante para a dissolução das rochas carbonatadas costeiras. A cimentação nesta zona é mais eficaz que na zona meteórica vadosa (Flügel, 2004).

O ambiente marinho (pouco profundo) situa-se em águas marinhas rasas, de fundo marinho ou exactamente abaixo deste, onde os poros estão preenchidos com água marinha e é um ambiente altamente energético e com forte influência de correntes. Em ambientes de águas menos profundas, os poros estão saturados em água e ocorre cimentação rápida de aragonite e calcite magnesiana com diversos tipos de cimentos (Tucker & Wright, 1990). Em ambientes de águas profundas e frias, a cimentação ocorre por evaporação da água do mar, podendo existir efeitos microbianos (*e.g.* praias e zonas de rebentação).

O ambiente de soterramento (superficial e profundo), é um ambiente de maior profundidade, onde os processos da superfície deixam de exercer influência e estende-se até ao limite do baixo grau de metamorfismo. Este ambiente é caracterizado pelo aumento progressivo da temperatura e da pressão litostática devido à sobrecarga dos sedimentos posteriormente depositados. Os processos de dissolução, compactação, cimentação e dolomitização, ocorrem a elevadas profundidades e elevadas condições de pressão e temperatura na presença de fluidos intersticiais que tem diversas origens e que reduzem a espessura das camadas e originam a formação de texturas e cimentos específicos deste ambiente (Flügel, 2004).

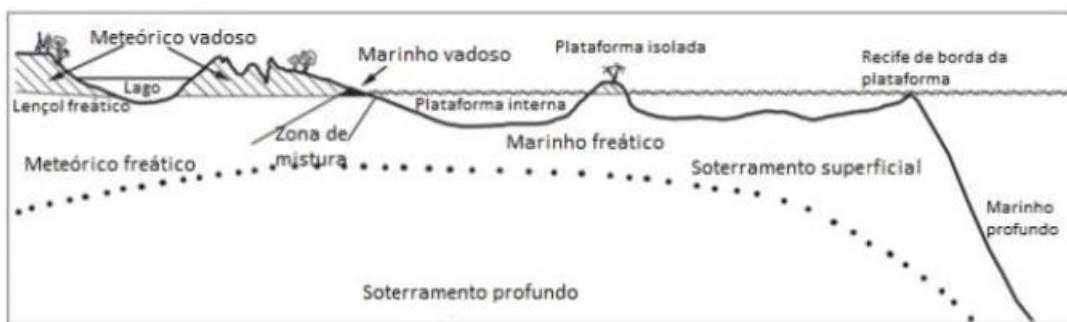


Figura 4.4: Esquema ilustrativo dos diversos ambientes diagenéticos e os seus limites (traduzido de Flügel, 2004).

#### 4.5. Sistema Petrolífero

O sistema petrolífero é um conceito unificador que engloba todos os elementos e processos díspares da geologia do petróleo, incluindo: os elementos essenciais (gerador, reservatório, selo e armadilha) e os processos (formação de armadilhas e processos de geração – migração – acumulação) (Fig. 4.5). Existem certas condições e processos, que numa bacia sedimentar contribuem para a acumulação de petróleo gerado por uma ou diversas rochas geradoras; essas condições necessárias para a formação de um reservatório de petróleo são:

- Existência de uma bacia sedimentar com uma espessura suficiente de sedimentos;
- Presença de uma ou mais fontes térmicas;
- Subsidência da bacia;
- Existência de uma ou várias rochas geradoras;
- Existência de uma rocha reservatório com porosidade e permeabilidade suficiente para a percolação dos fluidos;
- Existência de uma rocha selante que impeça a migração dos hidrocarbonetos das rochas reservatório;
- Existência de uma armadilha capaz de impedir a migração dos hidrocarbonetos até à superfície, sendo que esta tem de ser mais antiga do que a geração e/ou migração dos mesmos.

##### Rocha-mãe

Os hidrocarbonetos, tanto petróleo como gás, têm origem na matéria orgânica sedimentar fóssil presente em certo tipo de rochas sedimentares. Simultaneamente com a deposição de partículas sólidas granulares, também matéria orgânica, tais como pedaços de plantas ou restos de animais marinhos, foi igualmente depositada. Estas rochas ricas em matéria orgânica, foram submetidas a temperaturas suficientemente elevadas para permitir a geração de hidrocarbonetos (“janela do óleo e do gás”), com posterior migração para as rochas reservatório (e.g. Gomes & Alves, 2011).



### Migração dos hidrocarbonetos

Os hidrocarbonetos gerados a partir da rocha-mãe podem ser expulsos da mesma através de dois processos. À medida que a rocha-mãe sofre subsidência, as pressões geostáticas vão aumentando e por si só fazem com que a rocha sofra uma determinada compactação. Numa primeira fase, as partículas minerais constituintes da rocha não sofrem compactação; o espaço poroso é que sofre uma diminuição. O petróleo que existe no espaço poroso da rocha é expelido durante este processo. Em segundo lugar, o processo de geração de hidrocarbonetos líquidos ou gasosos a partir da matéria orgânica causa um aumento de volume, resultando expulsão dos mesmos do espaço poroso, caso os poros comuniquem entre si. Ambos os processos facilitam a migração primária (saída da rocha-mãe) dos hidrocarbonetos. Uma vez que são mais leves do que a água que existe no espaço poroso da rocha, os hidrocarbonetos assim formados têm tendência para migrar em direcção à superfície, ou seja, para zonas de menor pressão através dos poros e/ou fracturas; esta migração, designa-se por migração secundária. A sua eficiência depende da forma como os poros da rocha estão interligados entre si, ou seja, depende da permeabilidade da rocha (e.g. Corrêa, 2003).

Tanto a água como os hidrocarbonetos (quer líquidos, quer gasosos), têm tendência para migrar ao longo de formações que ofereçam a menor resistência à passagem dos fluidos. Estas formações, normalmente bastante porosas e permeáveis, são designadas por reservatórios. Quando a rocha-reservatório e a rocha-selante se encontram adequadamente posicionados numa armadilha, está-se na presença duma estrutura com potencial petrolífero (e.g. Gomes & Alves, 2011).

### Rocha-reservatório

As rochas-reservatório são rochas que têm a capacidade de armazenar fluidos dentro dos seus poros, para que esses fluidos (água, óleo e/ou gás) possam ser acumulados. Na geologia do petróleo, o reservatório é um dos elementos do sistema petrolífero que pode acumular hidrocarbonetos. A rocha-reservatório deve conter uma boa porosidade e permeabilidade para acumular e drenar o óleo em quantidades economicamente viáveis (Corrêa, 2003).

Todos os tipos de rochas (ígneas, sedimentares e metamórficas) podem actuar como rochas-reservatório se tiverem capacidade para acomodar e drenar os hidrocarbonetos. A maioria dos reservatórios mundiais são compostos por rochas sedimentares, pois estas, geralmente têm maiores quantidades de porosidade primária; rochas ígneas e metamórficas podem ser reservatório se estiverem fracturadas o suficiente (porosidade secundária) para que possa ocorrer percolação de fluidos (Jordan & Wilson, 1994).

### Rochas de cobertura – Selos

Um requisito fundamental para que o petróleo fique retido na formação porosa e não migre em direcção à superfície e se decomponha é a existência duma rocha não porosa e não permeável imediatamente acima da rocha-reservatório, o chamado selo, ou rocha

de cobertura. A associação desta rocha de cobertura a rochas porosas e permeáveis, constitui a base da existência de reservatórios petrolíferos. Na presença de falhas e outras estruturas, o selo encontra-se à mesma profundidade que a rocha-reservatório; nestas ocasiões, está-se perante uma barreira impermeável, que impede a migração lateral do petróleo.

As melhores rochas selantes são as formadas por material sedimentar dúctil. As argilas são as mais comuns e constituem os selos na maior parte dos reservatórios clásticos formados ao longo de ciclos transgressivos (Biddle & Wielchowsky, 1994). Mais de 60% dos grandes reservatórios conhecidos têm argilas como rocha de cobertura (Gomes & Alves, 2011). As rochas evaporíticas, como a anidrite e o sal formam os selos de ciclos carbonatados regressivos (e.g. Gomes & Alves, 2011).

### Armadilhas

Entende-se por estruturas, ou armadilhas, toda e qualquer forma, convexa ou não, em que a associação da rocha-reservatório com o selo forme em profundidade um corpo geométrico bem definido, com dimensões significativas e a capacidade de reter petróleo (Biddle & Wielchowsky, 1994).

Existem basicamente dois grandes tipos de armadilhas, as estruturais e as estratigráficas, que podem também existir em situações mistas. As armadilhas estruturais são formadas pela deformação da rocha, tais como dobras ou falhas. As armadilhas estratigráficas são formadas pela maneira como a rocha-reservatório foi originalmente depositada, tal como acontece com recifes ou canais de arenito formados pelos meandros de um rio, ou então pela erosão da rocha-reservatório, no caso de discordâncias angulares – superfícies de erosão existentes no topo de formações basculadas, ou por biselamentos laterais (e.g. Corrêa, 2003).

Se as formações geológicas contêm mais do que um nível estratigráfico com rochas porosas e permeáveis, intercalando com rochas impermeáveis, a estruturação das mesmas pode originar múltiplos reservatórios petrolíferos (e.g. Gomes & Alves, 2011).

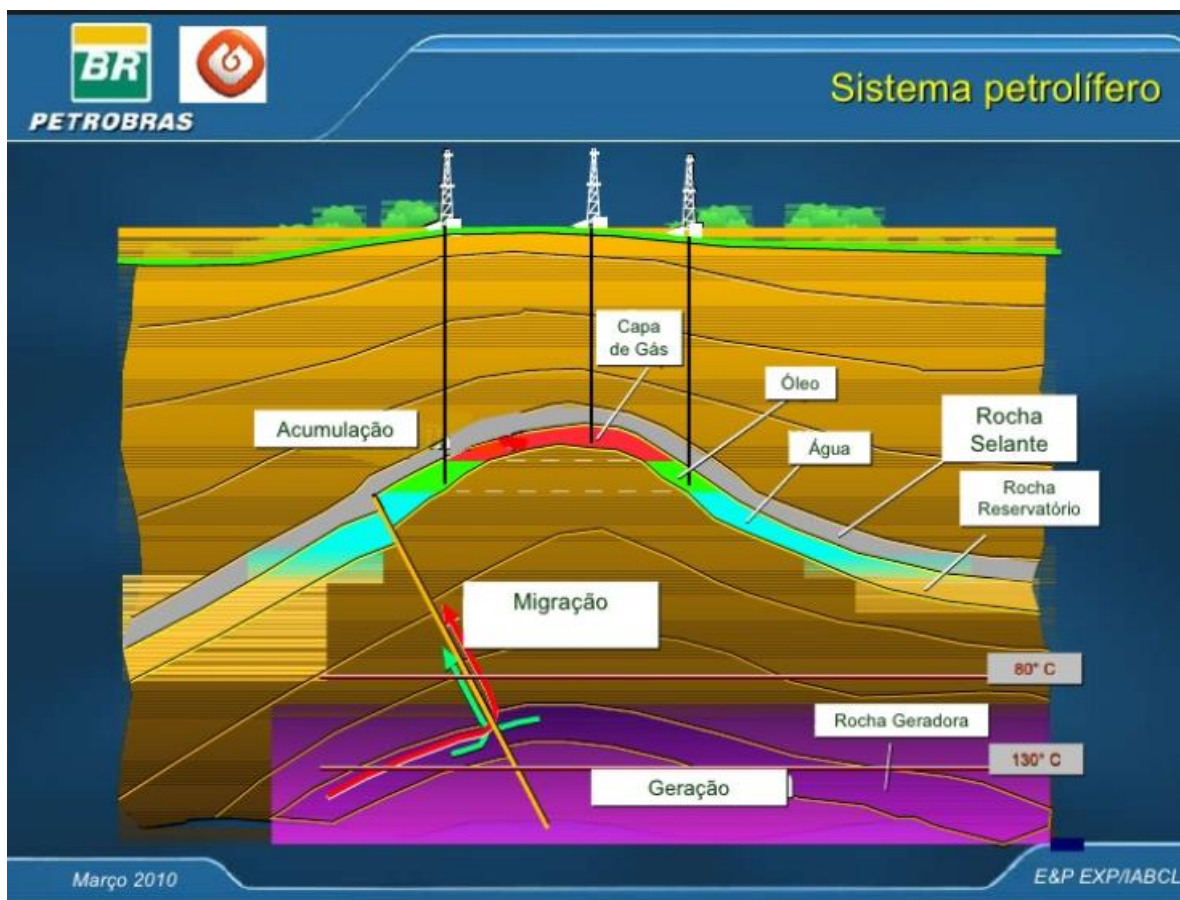


Figura 4.5: Exemplo esquemático dum Sistema Petrolífero (retirado de [www.pt.slideshare.net](http://www.pt.slideshare.net)).

#### 4.5.1. Exemplos de Sistemas Petrolíferos na Bacia Lusitânica

Os elementos e processos envolvidos na ocorrência destes hidrocarbonetos podem ser organizados em três sistemas petrolíferos, ainda que se verifique a partilha de alguns elementos comuns (GPEP, 1986; Fig. 4.6): a) um sistema baseado nos geradores do Paleozóico; b) outro baseado nos geradores do Jurássico inferior; c) e um outro baseado nos geradores do Jurássico superior.

##### a) Sistema Pré-Sal (geradores do Paleozóico)

O primeiro sistema petrolífero passível de identificação e caracterização na região da Bacia Lusitânica é constituído por elementos pré-sal hetangiano, integrando um conjunto de geradores paleozóicos (Uphoff, 2005). De acordo com dados publicados e, sendo conhecida a heterogeneidade dos valores de TOC (*Total organic carbon*) e de reflectância da vitrinite ( $R_o$  %) para os geradores do Silúrico e sobretudo Carbónico, estima-se que uma quantidade significativa de matéria orgânica só atingiu a maturação da janela do óleo e sobretudo do gás, já durante o soterramento mesozóico. Esta ideia deixa perspectivar a existência de um potencial significativo de geração de hidrocarbonetos, nas áreas da Zona Centro – Ibérica e Zona Ossa – Morena, que aliás se podem prolongar para o substracto da Bacia de Peniche.

O principal reservatório deste sistema consiste nos arenitos e conglomerados dos “Grés de Silves”, com geometrias de preenchimento dispostas em blocos tectónicos assimétricos e dois sistemas longitudinais de drenagem para S – SW, a partir do bordo E do soco (Uphoff, 2005).

#### b) Sistema inferior (geradores do Jurássico Inferior)

Um segundo sistema petrolífero diferencia-se a partir dos geradores do Jurássico inferior, com destaque para a Formação de Água de Madeiros (Sinemuriano superior), onde apresenta um elevado registo de *black shales*, que faz dela uma unidade com potencial gerador de hidrocarbonetos (Duarte *et al.*, 2012 e referências aí contidas). Neste sistema, as relações entre os geradores e os potenciais reservatórios passam pelo conhecimento das vias de migração lateral e vertical, entre os sedimentos margo-calcários do Jurássico Inferior e os diferentes reservatórios reconhecidos na sucessão estratigráfica da Bacia Lusitânica (GPEP, 1986; Azerêdo & Duarte, 2012, 2017; Pena dos Reis & Pimentel, 2012; Azerêdo, 2015). Destes, merecem destaque os calcários dolomíticos da Formação de Coimbra, os calcários biohérnicos da “formação de Candeeiros”, e a alternância margo – calcária da Formação de Cabo Mondego (*sensu* Azerêdo *et al.*, 2003), do Jurássico Médio, bem como diferentes unidades siliciclásticas e carbonatadas do Jurássico Superior e Cretácico. Referem-se neste conjunto, a Formação Montejunto, que inclui corpos bioérmicos importantes nos bordos das sub-bacias do sector central, a Formação Abadia que inclui corpos siliciclásticos de enchimento de canhões e canais submarinos incisos (Santa Cruz, Montejunto, etc) e ainda as unidades do Grupo de Torres Vedras (GPEP, 1986; Pena dos Reis & Pimentel, 2012). Os selos deste sistema são os níveis argilosos do Jurássico Superior, Cretácico Superior e do Terciário.

#### c) Sistema Superior (geradores do Jurássico Superior)

A diferenciação dum terceiro sistema petrolífero relaciona-se com geradores associados à transição para o Jurássico Superior e à criação de condições para acumulação de matéria orgânica em ambientes marinhos rasos a transicionais da Formação de Cabaços, a par de alguns níveis marinhos da Formação de Montejunto.

Os hidrocarbonetos gerados na Formação Cabaços ocorrem por vezes segregados no interior da própria unidade, em calcários microbiano-algais alternantes com níveis geradores, em parassequências rítmicas batidecrescentes, de espessura métrica. No caso mais geral, a migração lateral e superior dá-se para outros reservatórios de unidades mais recentes; como é o caso dos calcários fracturados ou bioérmicos da Formação de Montejunto, observável em alguns *seeps* na região de Torres Vedras (GPEP, 1986). São também conhecidas ocorrências nos corpos turbidíticos da Formação de Abadia (Ravnas *et al.*, 1997), nomeadamente em furos efectuados na região Montejunto – Torres Vedras. Estes hidrocarbonetos aparecem essencialmente na região Centro e Sul da Bacia Lusitânica (região de Montejunto – Torres Vedras e mais para sul) (GPEP, 1986; Pena dos Reis & Pimentel, 2012; Azerêdo, 2015; Brito *et al.*, 2015). Os selos deste sistema são constituídos por níveis argilosos da Formação de Abadia, do Cretácico Superior e do Terciário.

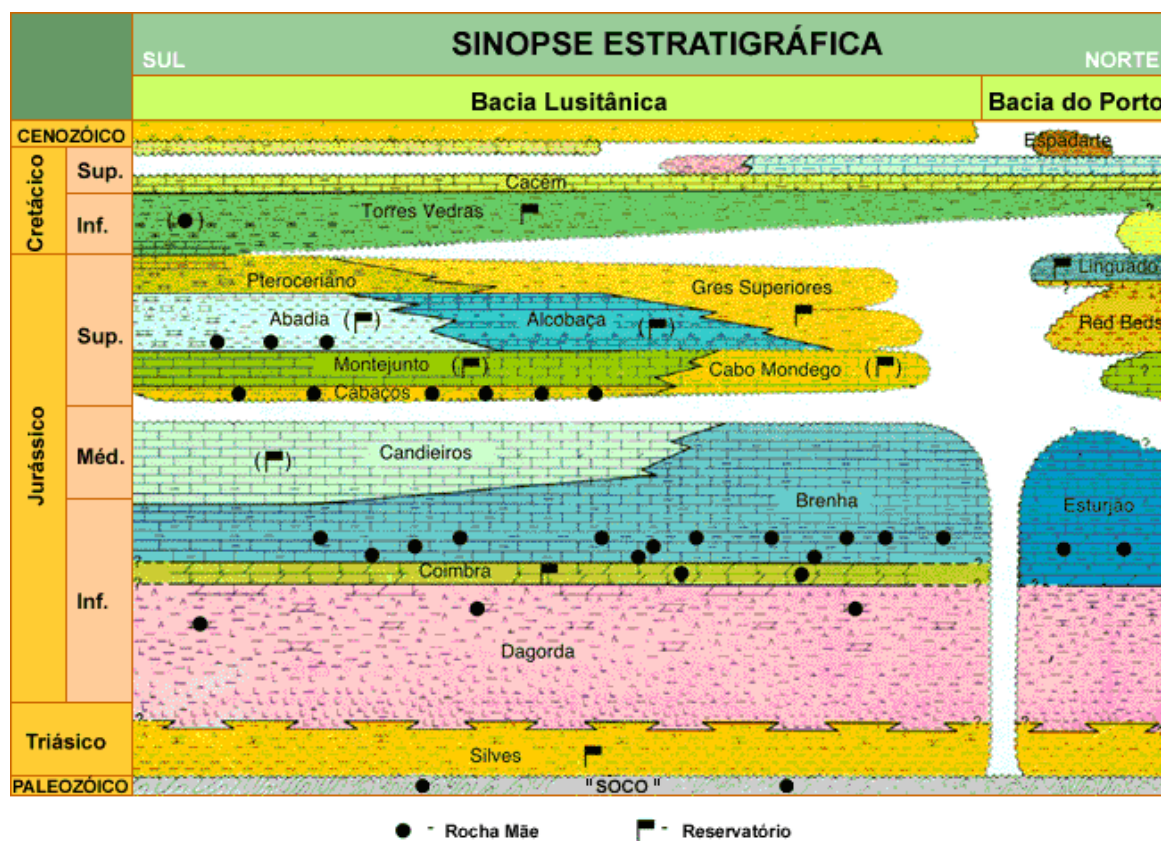


Figura 4.6: Quadro síntese das formações com potencial reservatório da Bacia Lusitânica (GPEP, 1994).

## **CAPÍTULO 5**

### **APRESENTAÇÃO DOS DADOS**

Neste capítulo, apresenta-se a informação recolhida sobre os relatórios de poço, bem como as descrições pormenorizadas das amostras de mão e das lâminas delgadas estudadas. Uma vez que nesta análise se distinguem as litofácies tomando como referência as individualizadas por Azerêdo (1993, 1998) com interesse para este estudo, faz-se primeiro uma caracterização geral das mesmas.

### **5.1. Litofácies: caracterização petrográfica genérica e comparação com as de Azerêdo (1993, 1998)**

No presente estudo, a identificação das litofácies observadas baseou-se, essencialmente, na diferenciação e terminologia criadas por Azerêdo (1993, 1998) (Tabela 2.1.) para o MCE, nomeadamente as seguintes, por se terem relevado as mais significativas face ao material analisado:

- *Grainstones* oolíticos e bio-intraclásticos, com estratificação oblíqua – litofácies 1;
- *Rudstones*, *Grainstones* e *Packstones* bioclásticos/oncolíticos/litoclásticos – litofácies 2;
- *Mudstones*, *Wackestones* e *Packstones* bioclásticos – litofácies 9:
  - Calcários compactos – litofácies 9a;
  - Calcários, calcários margo-argilosos e margas – litofácies 9b;
- *Packstones* indiferenciados – litofácies 10;
- Dolomitos e calcários dolomíticos – litofácies 11:
  - Dolosparites – litofácies 11a;
  - Dolomicrites e Dolomicrites laminares – litofácies 11b

As principais características destas litofácies segundo a descrição de Azerêdo (1993) são de seguida resumidas, assinalando-se quando justificado diferenças ou particularidades observadas à microscala no presente estudo.

. *Grainstones* oolíticos e bio-intraclásticos, com estratificação oblíqua (litofácies 1): calcários constituídos por oóides, bioclastos e intraclastos, sendo as proporções relativas variáveis; também são visíveis com alguma frequência elementos como pelóides, oncóides e litoclastos. É a litofácies com distribuição mais vasta na zona do MCE.

Este tipo de textura, *grainstone*, está a maioria das vezes, estruturada em estratificações oblíquas de diversos tipos (abordadas em pormenor em Azerêdo, 1993), ou em laminação paralela horizontal, determinada por granulotriagem. Por vezes, podem ocorrer estruturas de bioturbação e de bio-erosão, bem como *hardgrounds* (Azerêdo, 1993).

A visualização desta litofácies ao longo dos testemunhos observados, permitiu inferir que a fase de ligação que suporta esta litofácies é de natureza sparítica e/ou

microsparítica (localmente dolomitizada); observando-se em alguns casos preenchimento calcítico em veios e/ou fracturas que coincidem com diversas gerações e ambientes diagenéticos. Foi também possível observar esta litofácies com frequência na sondagem Vermoil – 1, no topo da sondagem de Ramalhal – 1 e no Batoniano da sondagem de Benfeito – 1. Outro aspecto particular observado prende-se com a porosidade, uma vez que, além da porosidade primária – que se observa praticamente colmatada pelas diferentes fases de precipitação de calcite – observa-se também porosidade secundária, resultante da dissolução, maioritariamente selectiva, gerando porosidades do tipo intragranular e a espaços do tipo moldada.

. Rudstones, Grainstones e Packstones bioclásticos/oncolíticos/litoclásticos (litofácies 2): Calcários brancos, clásticos grosseiros a muito grosseiros, friáveis com bioclastos e litoclastos abundantes, envoltos numa matriz oolítica (Azerêdo, 1993). Ocorrem geralmente com aspecto maciço, ou apenas estruturados em laminação paralela horizontal, definida por granulotriagem (Azerêdo, 1993).

Os elementos figurados orgânicos são compostos por equinóides e crinóides, gastrópodes, lamelibrânquios, coraliários, estromatoporídeos, algas diversas, foraminíferos bentónicos, braquiópodes, ostracodos e briozoários. Pormenores relativos às espécies, fósseis e sistemática dos mesmos estão documentados em Azerêdo (1993).

Como acontece nas litofácies 1, os cimentos que envolvem esta litofácies são de calcite, existindo, por vezes, um cimento fibroso. A fase de ligação que predomina é a micrite, sendo possível observar por vezes duas fases de precipitação.

Comparativamente ao que foi observado nas litofácies típicas do MCE por Azerêdo (1993) a quantidade de cimento fibroso com uma componente silto-argilítica intersticial - que ocorre por decantação de partículas - é superior, visto serem zonas mais distais. A porosidade nesta litofácies é maioritariamente do tipo intragranular nos oóides e intraclastos e pontualmente em algas; sendo também observável porosidade moldada em oóides e bioclastos. Em alguns casos, o preenchimento da porosidade foi feito por sparite e sedimento interno. As evidências de dissolução muito provavelmente estão associadas às fases de dolomitização.

. Mudstones, Wackestones e Packstones bioclásticos (litofácies 9): Esta litofácies corresponde a calcários compactos, calcários margosos e margas, sendo divididas em dois subtipos; calcários compactos (litofácies 9a) e calcários, calcários margo-argilosos e margas (litofácies 9b).

- Calcários compactos (litofácies 9a). Nesta litofácies, à semelhança do que acontece nas fácies maioritariamente clásticas, os bioclastos são de natureza diversa, tais como, lamelibrânquios, equinóides, gastrópodes, ostracodos, entre outros.

- Calcários, calcários margo-argilosos e margas (litofácies 9b). Esta litofácies na zona do Maciço Calcário Estremenho corresponde a uma série calco-margosa, tipificada no Barranco do Zambujal/Ribeira da Canada (ver Azerêdo, 1993) com pouca expressão em área; porém, para a zona das sondagens de Ramalhal, Benfeito e Vermoil verifica-se que esta litofácies começa a ganhar mais expressão e são observáveis *wackestones* –



*packstones* com um carácter mais margoso e por vezes argiloso. Contudo, não foi possível identificar microfauna relevante que permitisse uma melhor caracterização. A fase de ligação é micrite, tratando-se de bio-micrites em que, em alguns casos, se observa uma micrite mais fibrosa, muito provavelmente devido ao incremento de material argiloso e/ou margoso. A porosidade é maioritariamente intragranular, existindo algumas ocorrências de porosidade de fractura.

. Packstones indiferenciados (litofácies 10). Esta litofácies caracteriza-se por apresentar na sua maioria *packstones* e *wacke-packstones* bioturbados, com pelóides e oóides micritizados, sendo o seu cimento essencialmente micrítico, podendo existir alguma sparite intergranular.

A porosidade típica desta litofácies é semelhante à observada na litofácies 2, maioritariamente intragranular, existindo também porosidade de fractura que, por acção diagenética, mais concretamente através da dissolução, origina porosidade de canal. Observa-se no material de Benfeito e Ramalhal alguma dolomitização que possivelmente está associada aos processos de dissolução da calcite.

Estas litofácies apresentam, tal como as litofácies 2 (em menor quantidade) um incremento de material fibroso intersticial, algo argiloso (Ramalhal, Benfeito, essencialmente e Vermoil, esporadicamente) comparativamente com as fácies observadas no MCE. Nestes casos, optou-se neste trabalho por criar um subtipo de litofácies, a litofácies 10a - *Packstones* indiferenciados bioturbados com presença de matéria argilosa.

. Dolomitos e calcários dolomíticos (litofácies 11). Esta litofácies foi dividida em duas por Azerêdo (1993), Dolosparites (litofácies 11a) e Dolomicrites e Dolomicrites laminares (litofácies 11b); a última não foi observada em nenhuma das lâminas delgadas.

Relativamente à primeira litofácies, esta é composta por rochas de textura cristalina, de aspecto sacaróide, de cor variada (branca, amarelada, creme, rosada ou encarniçada). A presença de porosidade é bastante frequente, de diversos tipos (moldada, cavernosa e de fractura que por vezes evolui para canal). Os poros podem estar abertos ou colmatados e as fracturas e/ou fissuras estão normalmente preenchidas por calcite, embora por vezes possam conter material argilo-ferruginoso (Azerêdo, 1993).

É também notório maior proporção desta litofácies nas fácies batonianas das sondagens de Benfeito – 1, Aljubarrota – 2 e Aljubarrota – 3 e nas fácies calovianas de Vermoil – 1.

A segunda litofácies engloba dois subtipos de micrites dolomíticas ou parcialmente dolomitizadas, porém o único paralelismo que se faz neste estudo com o descrito por Azerêdo (1993) é somente o termo Dolomicrites.

## 5.2. Relatórios de sondagem estudados

Para o presente trabalho foram seleccionados seis relatórios de sondagens (Benfeito – 1, Ramalhal – 1, Alcobaça – 1, Aljubarrota – 2, Aljubarrota – 3 e Vermoil – 1) realizadas na Bacia Lusitânica e que atingiram pelo menos o Jurássico inferior. Desta forma teve-se a certeza que os alvos pretendidos para este trabalho foram atingidos, ou seja, a série entre o Bajociano e o Caloviano, nomeadamente a Formação de Santo António – Candeeiros e seus equivalentes laterais noutras áreas da Bacia (Fig. 5.1.).

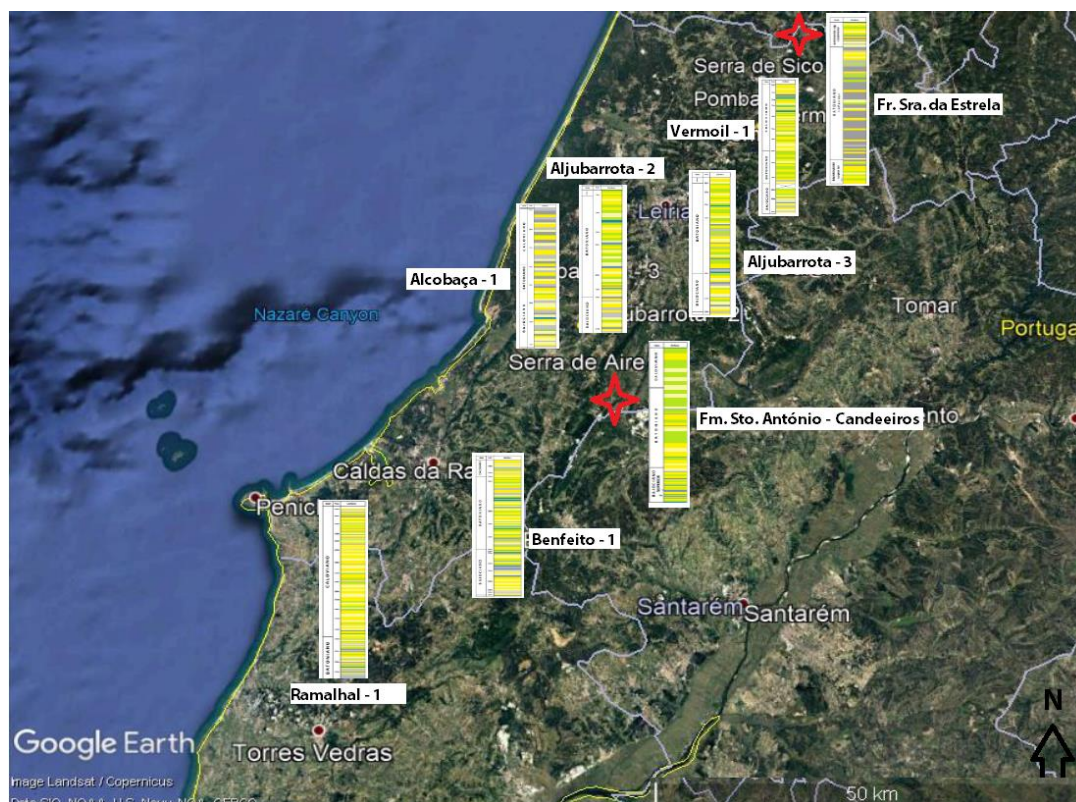


Figura 5.1.: Localização geográfica aproximada das sondagens estudadas, bem como da Fm. de Santo António – Candeeiros situada na Serra de Aire e Candeeiros (assinalado a vermelho) e a Fm. Sra. da Estrela na Serra de Sico (assinalado a vermelho). Fonte, Google Earth.

A descrição a seguir apresentada é, essencialmente, uma síntese das observações que constam nos relatórios de poço, acrescida de alguma actualização terminológica e de re-interpretações, nomeadamente quanto aos limites dos intervalos em estudo.

### 5.2.1. Ramalhal – 1

Esta sondagem foi realizada na zona de Torres Vedras, e segundo o relatório (Hazen, 1958) a sonda intersectou o Jurássico Médio no intervalo compreendido entre os 3170m e os 3521,40m (Figs. 5.8, 5.9 e 6.2).

Dos 3170m aos 3423m observa-se um calcário com coloração castanha clara a bege, essencialmente oolítico com algumas intercalações de calcários criptocristalinos com vestígios de cimento microcristalino com textura *wackestone* – *packstone*, sendo os EFOC fragmentos de conchas, raros textularídeos e miliolídeos, alguns ostracodos,

pequenos gastrópodes, fragmentos de equinodermes e algas calcárias. Esta associação fossilífera é idêntica à da mesma formação atravessada pela sondagem Torres Vedras – 4 (TV – 4) (Hazen, 1963), sondagem essa localizada em Torres Vedras. A comparação entre os dados das duas sondagens levou Hazen (1958) a supor que a falta do topo do Caloviano tanto na série da sondagem Ramalhal – 1, como na da sondagem TV – 4 se devesse ao facto do diapiro de Matações já se encontrar em evolução no fim do Jurássico Médio. À medida que a profundidade vai aumentando encontram-se vestígios de dolomitização nos calcários criptocristalinos.

Dos 3423m aos 3521,40m a coloração dos calcários muda para cinzenta, tornando-se mais densos e a sua textura passa a ser maioritariamente do tipo *wackestone* com fase de ligação micrítica, onde se observa uma dolomitização mais incipiente que a observada anteriormente, bem como algumas intercalações mais areníticas nos calcários. A associação micropaleontológica encontrada não é tão rica como a que se supunha, sendo algo incaracterística, existindo algumas *Trocholina* sp., *Nautiloculina oolítica* Mohler, *Cayeuxia* sp., *Polygonella* sp. e nos dois últimos metros um incremento de ostracodos. Por estas razões, e por semelhança litológica, presume-se que esta parte da secção pertença ao Batoniano.

O intervalo estratigráfico estudado nesta sondagem corresponde a uma espessura na ordem dos 350m (Fig. 6.2), sendo as litofácies referentes ao Maciço Calcário Estremenho muito provavelmente, a 2, 9a, 9b (maioritariamente) e muito pontualmente as litofácies 1 e 11 (Tabela 2.1).

### 5.2.2. Benfeito – 1

Esta sondagem, tal como a de Ramalhal – 1, foi realizada na zona de Torres Vedras, mais concretamente na Quinta da Boavista, 750 m a NW da povoação de Parreiras (Ferreira, 1983). O Jurássico Médio, foi intersectado nesta sondagem no intervalo de profundidade entre 1740m e 2672m (Figs. 5.10, 5.11, 5.12 e 6.2).

Entre 1740m e 2166m os calcários presentes têm uma coloração castanha clara, são essencialmente *wackestones*, por vezes levemente dolomíticos, com pelóides e bioclastos, recortados por microveios de calcite, com alguns níveis de calcários do tipo *packstone*. A dolomitização aumenta à medida que se desce no intervalo, havendo até por vezes pequenos leitos de dolomite. O conteúdo fossilífero é frequente e distribuído por todo o intervalo, sendo naturalmente menos abundante à medida que aumenta a percentagem de dolomite. Foi atribuída a idade de Batoniano médio a superior, tendo em conta especialmente a microfauna de foraminíferos na qual foi encontrada neste estudo *Meyendorffina bathonica* (cf. Fig. 2.5).

Dos 2166m aos 2321m encontram-se calcários progressivamente mais do tipo *packstone* - *grainstone* e dolomíticos, oolíticos/pelóides/intraclastos (“pseudoolíticos” segundo o relatório) com litoclastos e bioclastos. São também visíveis, alguns níveis de dolomite bege a acastanhada, cristalina de grão fino a médio. A presença de boas secções de *Protopeneroplis striata* Weynschenk no intervalo 2166m a 2208m levou os autores do relatório a considerarem provável estar na presença de rochas de idade Batoniano inferior a médio. Com a existência desta litofácies e ocorrência da referida espécie de foraminífero

conclui-se pela atribuição da mesma idade a todo o intervalo até aos 2321m, em que se verifica o acréscimo em dolomitos e calcários do tipo *packstone* – *grainstone*.

Entre 2321m e 2627m surgem como anteriormente, calcários do tipo *packstone* - *grainstone*, verificando-se um aumento progressivo de dolomitos castanhos de cristalinidade fina a média. O intervalo 2400m a 2450m é constituído praticamente só por dolomitos. Na base do intervalo, mais propriamente a partir dos 2538m, verifica-se o predomínio de calcários castanhos argilosos, um pouco siltosos, com pequenos intraclastos e pelóides (segundo o relatório “microgravelosos”), do tipo *packstone*. Deste modo, por comparação de fácies, atribui-se com algumas reservas, uma idade bajociana ao intervalo 2321m a 2677m, que apresenta uma fauna fóssil mais pobre que os intervalos anteriores.

Todo o intervalo correspondente ao Bajociano – Batoniano, é caracterizado por condições marinhas restritas da plataforma interna, por vezes lagunar. A presença de calcários do tipo *packstone* - *grainstone*, dolomíticos, com pseudoólitos, pelóides e bioclastos, alternando com calcários micríticos, leva a concluir pela existência de zonas de alta energia possivelmente correspondentes a pequenos corpos arenosos separando pequenas lagunas de águas calmas a que corresponderiam os calcários micríticos.

Verificou-se, no entanto, que os calcários do tipo *packstone*, argilosos, com pelóides, pequenos intraclastos e alguns oóides, com equinodermes abundantes do intervalo 2538m a 2627m indicam um ambiente mais marinho do que o resto do intervalo em questão, e que seria a transição do ambiente marinho aberto profundo do Aaleniano para o marinho restrito de plataforma interna do Bajociano – Batoniano.

Este intervalo tem características de potencial reservatório para hidrocarbonetos no intervalo compreendido entre os 1750m – 1850m (Batoniano), onde ocorrem calcários organo-detriticos geralmente compactos – litofácies 9b e litofácies 2 e 10, referentes à Tabela 1 – apresentando razoáveis valores percentuais de porosidade. O outro intervalo que reflecte um potencial reservatório está compreendido entre os 2200m – 2550m (Bajociano) devido à dolomitização selectiva do calcário, correspondendo às litofácies 11, Tabela 1, do Maciço Calcário Estremenho. Outra litofácies que ocorre neste intervalo e cuja espessura assume relevância, é a litofácies 1 (Tabela 2.1.).

### 5.2.3. Alcobaça – 1

Este furo está localizado nos arredores da cidade de Alcobaça a 10 km SE da Nazaré e a 6 km a ENE do furo de Aljubarrota – 2 (Fig. 6.2). As profundidades com interesse para este estudo encontram-se entre os 892m e os 1530m – conjunto informalmente designado pelas companhias petrolíferas como “formação Brenha”, abrangendo desde o Pliensbaquiano inferior até ao Caloviano superior. Esta formação é dividida em dois membros (Mohave Oil & Gas Corporation, 2013), superior e inferior, com base principalmente no seu conteúdo orgânico, sendo a parte superior menos rica em matéria orgânica. Verifica-se também uma alteração na coloração de uma secção para outra (coloração mais escura na “Brenha Inferior”). A litologia é maioritariamente calcária, e é possível observar cores mais claras no topo da secção; a coloração vai

escurecendo à medida que se passa para a base da secção, tornando-se o calcário também mais argiloso.

A secção entre os 450m e os 892m é composta por calcários argilosos de cor amarelada a ligeiro acastanhado. Este calcário varia entre *mudstone* – *wackestone* de textura sacaróide, ocasionalmente fibrosa, tendo sido possível identificar alguns oólitos, pelóides (em texturas *packstone*) e pirite, com pouca ou nenhuma porosidade. A zona de transição entre a base da formação de Montejunto (Jurássico Superior) e o topo da formação Brenha é marcada pela mudança para textura microcristalina mais compacta comparativamente com a anterior.

A secção dos 892m aos 1080m é composta maioritariamente por calcários microcristalinos *wackestones* a *packstones*, ocasionalmente peloidais com textura por vezes sacaróide, com vestígios de calcite e pirite. A secção dos 1080m aos 1530m é composta por calcários de textura *packstone*, ocasionalmente peloidais, que variam de algo argilosos a bastante argilosos com bastantes vestígios de pirite.

O intervalo estratigráfico estudado nesta sondagem corresponde a uma espessura na ordem dos 630m (Fig. 6.2.), sendo as litofácies referentes ao Maciço Calcário Estremenho muito provavelmente, a 2, 9a, 9b (maioritariamente) e muito pontualmente as litofácies 1 e 11 (Tabela 2.1).

#### 5.2.4. Aljubarrota – 2

Este furo está localizado 10 km a Norte de Alcobaça (Fischer, 1999). O intervalo de profundidade com interesse para este estudo, foi intersectado entre os 35m e os 1118m (Fig. 6.2).

O calcário que se situa por cima da “formação Brenha”, é um calcário de águas pouco profundas (“formação Candeeiros” na aceção informal das companhias petrolíferas), com uma percentagem muito reduzida de argila ou silte. É caracterizado pela abundância de rochas oolíticas e pelóidicas. Esta formação sobrepõe-se à de Brenha na área de Aljubarrota – 2 e é seu equivalente lateral noutras áreas da bacia.

O topo da “formação Candeeiros” foi reconhecido a uma profundidade de 35m, onde é visível a mudança de calcário fossilífero *grainstone* para *packstone* peloidal; e corresponde a uma superfície de desconformidade com significado regional entre o Caloviano (“formação Candeeiros”) e o Oxfordiano (Formação de Cabaços).

A “formação Candeeiros” assume coloração creme junto do topo, ocorrendo passagem de uma textura *packstone* peloidal para uma textura *grainstone*. Oólitos, foram vistos pela primeira vez em amostras com 305m de profundidade. A partir desse ponto até aos 610m as amostras recolhidas eram essencialmente constituídas por *grainstones* oolíticos, com menos rochas pelóidicas e *mudstones*. Até aos 785m as rochas recolhidas eram *packstones* pelóidicos. Os últimos indícios de oólitos foram encontrados a uma profundidade de 800m; abaixo disso, a “formação de Candeeiros” é composta por calcários pelóidicos, tanto *packstone* como *grainstone*. A cor creme é predominante em toda esta formação, por isso a passagem para as fácies mais argilosas da “formação

Brenha” (1118m) é de difícil observação. O *mudstone* típico das fácies de Brenha está intercalado com rochas pelóidicas e oolíticas.

O topo da “formação Brenha” foi definido quando o *packstone* pelóidal típico da “formação Candeeiros” começa a ser mais argiloso e os pelóides começam a ser mais difíceis de identificar e/ou definir. Ao longo desta formação existe frequente alternância entre texturas *packstone* mais argilosas e *mudstones*, ocorrendo pontualmente texturas *grainstone*. A zona de transição entre a parte superior e inferior desta formação foi detectada aos 1780m devido a uma alteração bastante acentuada de cor nos calcários.

Ao longo desta formação foram encontrados vários fósseis, nomeadamente, bivalves, gastrópodes, equinóides, formas de briozoários, entre outros. Algumas amostras eram ricas em ostracodos (Fischer, 1999).

O intervalo estratigráfico estudado nesta sondagem corresponde a uma espessura na ordem dos 850m (Fig. 6.2), sendo as litofácies referentes ao Maciço Calcário Estremenho muito provavelmente, as 1, 2 e 10 (maioritariamente) e pontualmente as litofácies 9a, 9b, 11a e 11b (Tabela 2.1).

#### 5.2.5. Aljubarrota – 3

Este furo situa-se a 3 km a SE do furo Aljubarrota – 2, localizado a 10 km a Norte de Alcobaça (Fig. 6.2). Apesar da proximidade geográfica entre estes dois furos, a “formação Candeeiros” foi intersectada em Aljubarrota – 3 a uma profundidade maior (Mohave Oil & Gas Corporation, 2000).

A “formação Candeeiros” encontra-se nesta sondagem aos 587m de profundidade e é caracterizada pela presença de calcários de elevada energia, sendo a maior parte *grainstones* oolíticos e *packstones* bioclásticos, podendo existir raros *wackestones*.

Dos 587m aos 625m visualizam-se secções de *grainstones* oolíticos, com material bioclástico ocasional, geralmente bem cimentados e com pequena porosidade visível. Os 50m seguintes (até aos 675m) são de secções heterogéneas de um calcário acinzentado, que aparenta indicações de ter sofrido recristalização, modificando a textura. São na sua generalidade texturas de *packstone* bioclásticos, com presença por vezes de oóides e/ou pelóides.

Dos 675m aos 712m existem secções graduais de calcários com uma coloração mais clara, o que pode indicar que estes são provenientes de um ambiente de maior energia. As texturas presentes são desde *grainstones* oolíticos a *packstones* bioclásticos.

Dos 712m aos 1090m existe uma secção fina de *grainstones* oolíticos de alta energia que são distinguidos apenas pelo tamanho do grão e organização dos oóitos, que também são afectados pelo grau de cimentação (oóides de maiores dimensões e melhor calibrados, foram associados a porções de cimentação mais pobre, segundo o autor do relatório). *Grapestones* composta por grandes clastos de vários oóides anteriormente cimentados são comuns na secção dos 1000m aos 1090m. *Packstones* bioclásticos, *wackestones* e *mudstones* são comuns nesta secção, ao contrário dos *packstones* oolíticos.

Dos 1090m aos 1110m a sucessão caracteriza-se por ser uma zona transicional entre *grainstones* oolíticos nos níveis superiores e *packstones* de baixa energia em níveis mais inferiores, contendo *grainstones* oolíticos muito bem cimentados, *grainstones* bioclásticos e *packstones*. Esta variação de texturas granulares no calcário de cor branca a creme aparenta resultar de uma recristalização do *fabric* original.

A partir dos 1110m de profundidade a zona transicional passa de *grainstones* oolíticos exclusivamente de elevada energia para *packstones* bioclásticos, *wackestones* e pontualmente *mudstones* de energia mais baixa, ambiente de laguna protegida. A componente oóide começa a ser menor depois dos 1115m e praticamente ausente depois dos 1160m.

O intervalo estratigráfico estudado nesta sondagem corresponde a uma espessura na ordem dos 550m (Fig. 6.2), sendo as litofácies referentes ao Maciço Calcário Estremenho muito provavelmente a 1, 2, 9a, 9b, 10, 11a e 11b referentes à Tabela 2.1.

#### 5.2.6. Vermoil – 1

Este furo situa-se a 3 km a SE de Vermoil e foi localizada no topo duma estrutura anticlinal em doma, na bacia cretácica a NE de Leiria (Figs. 5.13, 5.14, 5.15 e 6.2).

A secção geológica atravessada por esta sondagem é constituída por grés, margas e calcários do Jurássico Superior, até aos 642m, por calcários do Jurássico Médio (referido no relatório como Dogger) dos 642m aos 1514m, por margas e calcários dolomíticos do Jurássico inferior dos 1514m aos 2256m e pelo complexo salífero de “Dagorda” dos 2256m à profundidade final de 2309m.

A Formação de Coimbra, principal objectivo da sondagem, está pouco desenvolvida, apresentando fácies mais calcária do que a que se encontra nos afloramentos (Alves & Ferreira, 1959). Há apenas cerca de 8m de dolomite com ligeira porosidade.

As espessuras das formações atravessadas são inferiores às previstas, segundo o relatório em apreço. Verificou-se durante a perfuração não existirem quantidades significativas de recifes, como se esperava, embora haja calcários recifais sem porosidade no Jurássico Médio (Dogger) (Alves & Ferreira, 1959).

A partir dos 642m, julga-se ter sido intersectada a “formação Candeeiros” pois observa-se uma mudança brusca de litologias, de calcários de textura maioritariamente *wackestones* argilo-margosos beges e acastanhados para calcários cremes claros mais compactos com textura *grainstone* – *packstone* algo-oolíticos com *Trocholinas* e pequenos fragmentos de equinodermes.

Este relatório não possui elementos suficientes para fazer uma sub-divisão do Jurássico Médio, porém, com base nas características litológicas e fossilíferas, supõe-se, embora sob reserva, que a parte da secção entre os 642m e os 906m corresponde ao Caloviano. Em virtude da pobreza paleontológica da parte inferior da secção não se pode estabelecer o limite inferior do Jurássico Médio (referido no relatório como Dogger) com absoluta segurança. A partir dos 1442m não existe qualquer espécie de reconhecido valor



estratigráfico. O testemunho dos 1486m – 1494,79m também não forneceu qualquer elemento concludente sobre a idade desta parte da secção. Por isso, para a localização do contacto Jurássico Médio – Jurássico Inferior, os autores do estudo da sondagem recorreram à comparação dos *logs* eléctricos desta sondagem com os da sondagem S. Mamede – 1, onde fora possível estabelecê-lo com base em dados faunísticos (Alves & Ferreira, 1959). Estes *logs* permitem uma correlação bastante aceitável, o que levou a considerar relativamente segura a sua comparação. Baseado nesta, estabeleceu-se o limite entre o Jurássico Médio e o Jurássico Inferior, na secção perfurada pela sondagem Vermoil – 1, aos 1514m (Alves & Ferreira, 1959).

O intervalo estratigráfico estudado nesta sondagem corresponde a uma espessura na ordem dos 900m (Fig. 6.2), sendo as litofácies referentes ao Maciço Calcário Estremenho muito provavelmente, as litofácies 1, 2, 9b (maioritariamente) e muito pontualmente as litofácies 11 (Tabela 2.1).

### 5.3. Descrição das amostras de mão do testemunho de Vermoil – 1

Para o presente trabalho, houve a necessidade de fazer um estudo adicional de macro e microscala, uma vez que as lâminas fornecidas inicialmente pela ENMC e o LNEG não cobriam a profundidade necessária para o objectivo do presente trabalho. Após uma breve análise do testemunho disponível, chegou-se à conclusão que uma malha de amostragem dos 810,45m aos 1698,46m seria suficiente para intersectar o Bajociano (ver Figs. 5.13, 5.14 e 5.15).

. 810,45m – 812,45m: calcário compacto de cor clara, tanto com a amostra molhada como com a amostra seca. Em termos de texturas, esta amostra aparenta ser um *packstone* biolitoclástico, visto que apresenta indícios de fragmentos de bioclastos bem como litoclastos dispersos e um, ou outro gastrópode e lamelibránquio, numa matriz micrítica. Outro aspecto com relevância é a aparente porosidade *vug*, para além da porosidade de fractura,

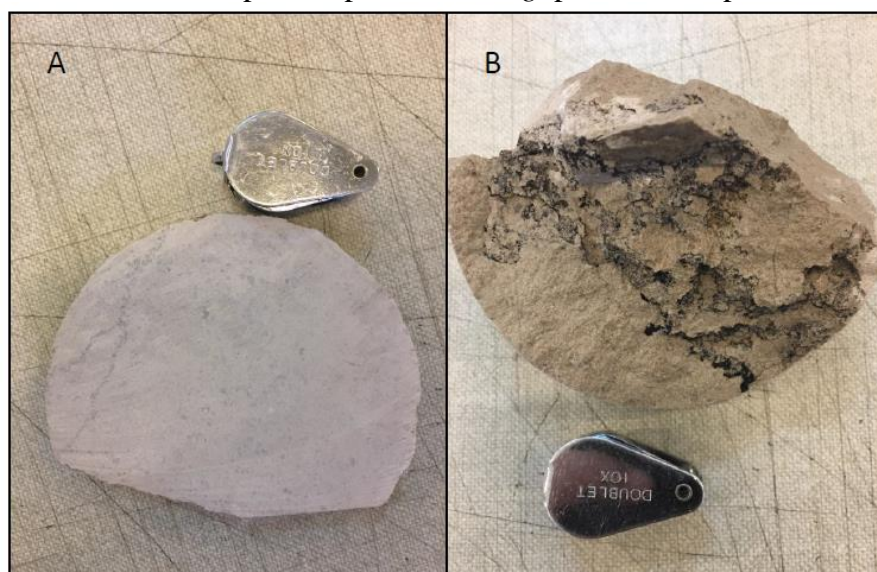


Figura 5.2.: Amostras de mão referentes à profundidade dos 810,45m - 812,45m.



possivelmente duas gerações de fracturas, que se encontra preenchida por calcite. É possível a observação de escorrências de óleo, bem como estilólitos (Fig. 5.2.). O ambiente deposicional provável para a fácies representada nesta amostra será um ambiente de barreira na zona de rampa interna.

.812,45m – 814,45m: calcário compacto de cor clara, tanto com a amostra molhada como com a amostra seca. Texturalmente, esta amostra aparenta ser um *packstone* onde é possível observar alguns oncóides e possivelmente litoclastos. A porosidade é essencialmente do tipo intragranular e de fractura, porém encontram-se preenchidas por calcite e/ou óleo. Um aspecto relevante é a presença de estilólitos nas zonas de fractura (Fig. 5.3.). O ambiente deposicional provável será um ambiente de barreira na zona de rampa interna.

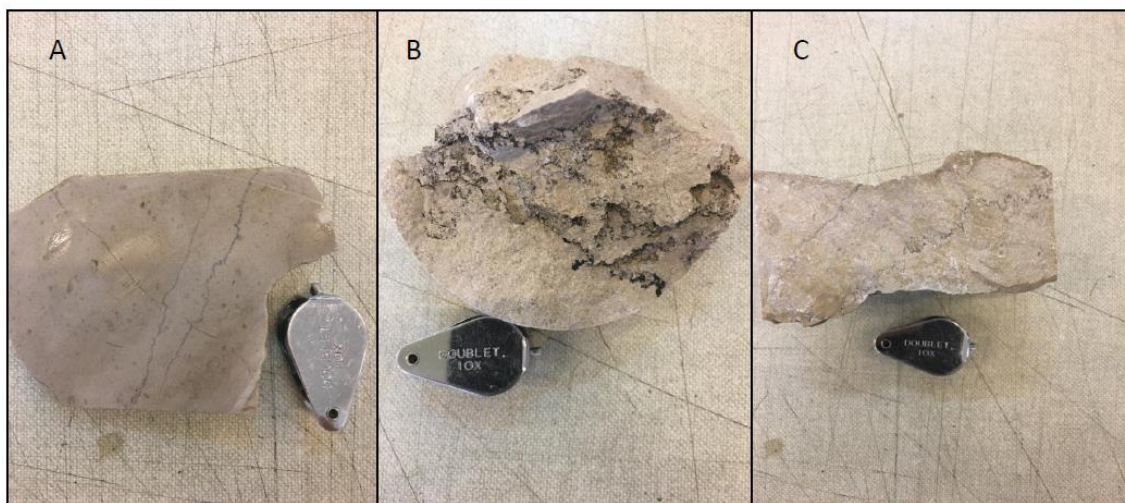


Figura 5.3: Amostras de mão referentes à profundidade dos 812,45m - 814,45m.

. 1360,46m – 1362,46m: calcário algo argiloso, por vezes margoso de cor acinzentada com textura wackestone – mudstone onde se observam pontualmente alguns bioclastos e litoclastos em que a matriz é micrítica. A porosidade que se observa é do tipo intragranular e vug, não apresentando conter fracturas (Fig. 5.4.). Não apresenta vestígios

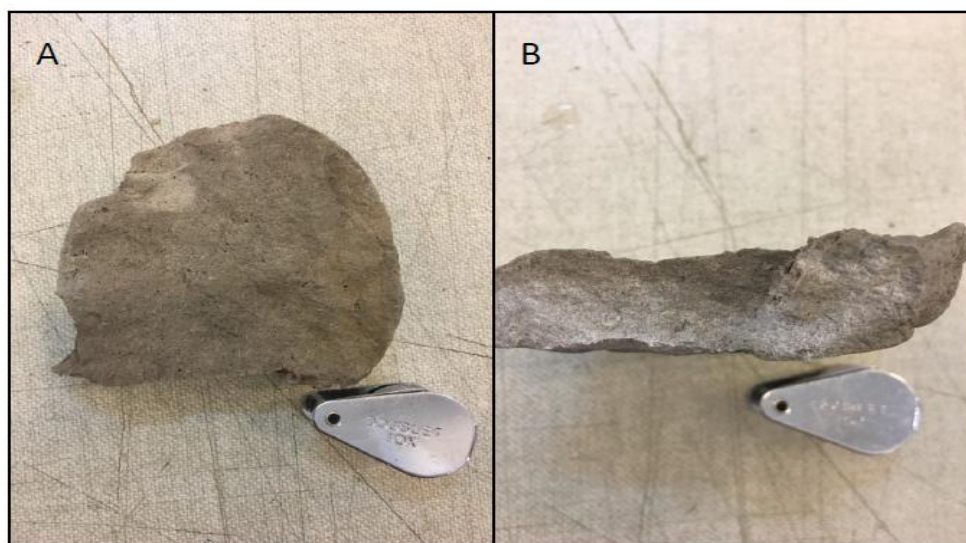


Figura 5.4.: Amostras de mão referentes à profundidade dos 1360,46m - 1362,46m.

de óleo. O ambiente deposicional provável será um ambiente marinho externo na zona de rampa intermédia a externa.

. 1362,46m – 1364,20m: calcário com aspecto silto-argiloso de cor acinzentada com textura *packstone – wackestone* com litoclastos como elementos figurados carbonatados e a fase de ligação é micrítica. Existem nódulos de calcite no seio da matriz (Fig. 5.5.). Em termos de porosidade, existe a intragranular e a *vug*, não apresentando ter fracturas. Não apresenta vestígios de óleo. Muito provavelmente, estas amostras correspondem a uma variação lateral da Fm. de Chão das Pias, Mb. Calcários de Vale da Serra. O ambiente deposicional provável será um ambiente marinho aberto na zona de rampa intermédia a externa.



Figura 5.5: Amostras de mão referentes à profundidade dos 1362,46m – 1364,20m.

. 1486m – 1494,79m: calcário compacto de cor cinza escuro com a amostra molhada e um pouco mais clara com a amostra seca, com textura *wackestone – mudstone* na qual se observam alguns bioclastos, como restos de ostracodos e pontualmente foraminíferos, bem como litoclastos, numa matriz micrítica bastante escura, o que indica presença de matéria orgânica (Fig. 5.6.). São visíveis veios de calcite ao longo das fracturas, o que indica deposição tardia de calcite. A porosidade nesta amostra é intragranular, de fractura e pontualmente *vug*. São visíveis exsudações de óleo. O ambiente deposicional provável será um ambiente marinho aberto na zona de rampa intermédia a externa.



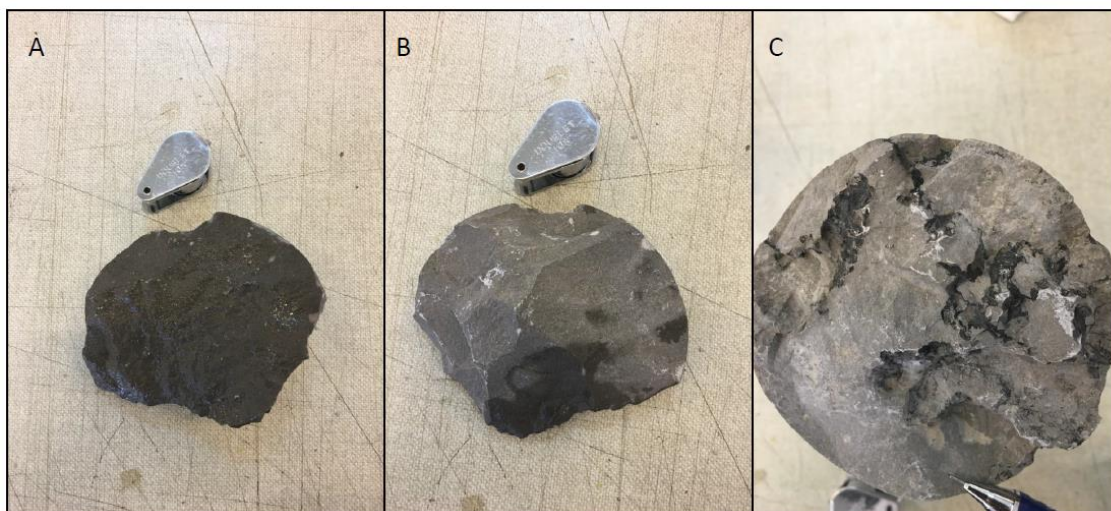


Figura 5.6: Amostras de mão referentes à profundidade dos 1486m – 1494,79m.

. 1694,46m – 1698,46m: calcário compacto de cor cinza escuro com a amostra molhada e um pouco mais clara com a amostra seca, com textura maioritariamente *packstone*, podendo conter, pontualmente, alguma textura do tipo *wackestone*. Os elementos figurados carbonatados não são passíveis de identificação, sendo a matriz micrítica. Observam-se veios de calcite ao longo das fracturas, sendo por isso a porosidade maioritariamente de fractura, havendo também *vugs* onde se observam exsudações de matéria orgânica (Fig. 5.7.). Um aspecto particular desta amostra é a observação de estilólitos recobertos de óleo. O ambiente deposicional provável para a fácies presente nesta amostra será um ambiente marinho aberto, mais concretamente de transição na zona de rampa intermédia a externa.

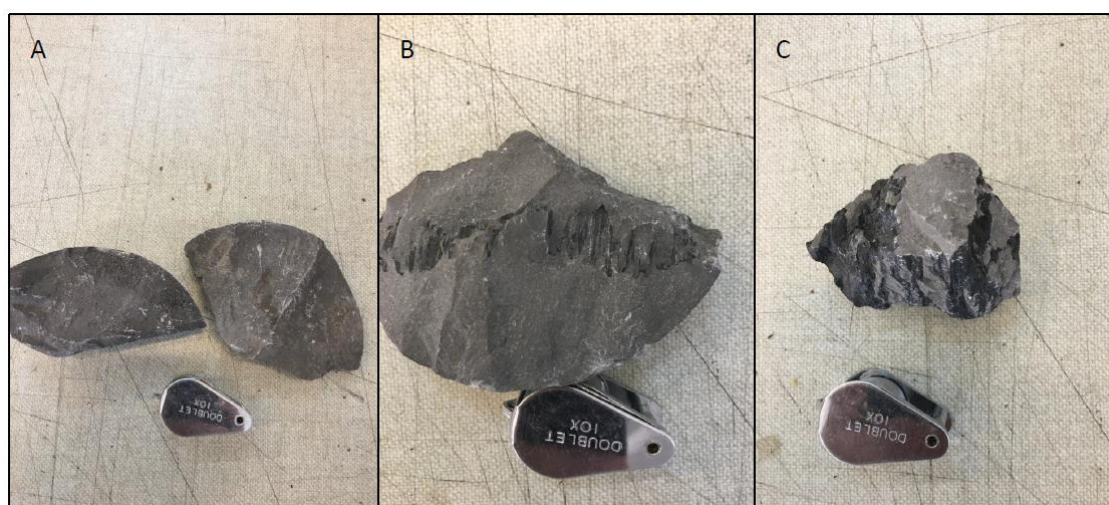


Figura 5.7: Amostras de mão referentes à profundidade dos 1694,46m – 1698,46m.

## 5.4. Lâminas Delgadas – Descrição

O objectivo deste ponto é a descrição das principais características observadas nas lâminas estudadas das sondagens de Benfeito – 1, Ramalhal – 1 e Vermoil – 1. Recorde-se que as lâminas foram realizadas a partir de *cuttings*. A caracterização é agrupada por conjuntos de profundidades em função da variação dos aspectos mais representativos, tais como, variações bruscas das litofácies e zonas de transição entre idades. Devido ao objectivo de fornecer uma visão sintética das séries representadas nas sondagens, com base no estudo das lâminas disponíveis, fazem-se também observações específicas relativas ao registo biostratigráfico e ao significado paleoambiental ou diagenético, quando apropriado.

### 5.4.1. Ramalhal – 1

. 3170m – 3254m: intervalo, atribuído ao Caloviano, caracterizado por mistura de fácies, onde é possível observar alternância frequente entre texturas típicas das litofácies 2, onde os elementos figurados carbonatados são compostos por oncóides, pelóides, raros oóides, alguns bio-litoclastos numa matriz micrítica a bio-micrítica (litofácies 2) (ver Estampa I, Fig. B). Contudo, observa-se em algumas situações estas texturas com um grau de bioturbação mais elevado, não sendo possível identificar os elementos figurados carbonatados (litofácies 10) e estando igualmente envolvidas por fase de ligação micrítica (ver Estampa I, Fig. A). As restantes texturas observadas são tipicamente *grainstone* com os elementos figurados carbonatados a serem compostos por oóides (litofácies 1) com cimento sparítico e por vezes, microsparítico; também se observa uma fácies mais margo-argilosa, por vezes argilo-arenítica de textura *wackestone* que por vezes passa a *mudstone* (litofácies 9b). Neste conjunto de profundidades (Fig. 5.8.) observa-se com alguma frequência cimentação tipo “menisco” ou em “ponte” entre os oóides e os pelóides, o que indica deposição inicial em zona vadosa e de baixa profundidade; esta cimentação precoce do material deu origem a *hardgrounds*, que depois terão sido retrabalhados devido a erosão litoral, possivelmente em relação com regime de retrogradação regional que ocorre no início do Caloviano (Azerêdo, 1998, 2007). Outro aspecto particular é a observação de texturas “fantasma” de possíveis *packstone* e/ou *grainstone* originalmente compostos por oncóides, pelóides e litoclastos nos fragmentos de calcários micríticos que foram dolomitizados (litofácies 11b). Neste conjunto foi possível identificar uma má secção de um exemplar pequeno de *Nautiloculina* sp. A porosidade observada é maioritariamente do tipo intragranular e de fractura, porém ambas encontram-se praticamente colmatadas por calcite, sendo o seu valor médio estimado na ordem dos 7%. A conectividade é baixa.

. 3282m – 3450m: este conjunto (Fig. 5.8.) caracteriza-se por ser bastante homogéneo, observando-se maioritariamente duas fácies com texturas bastante próximas, tendo variado o grau de hidrodinamismo aquando da sua deposição, visto serem ambas texturas

do tipo *packstone* – *grainstone* com uma fase de ligação micrítica a bio-micrítica e pontualmente microsparítica - sendo as de maior hidrodinamismo correspondentes às litofácies 2 com os elementos figurados carbonatados a serem compostos por bio/onco/litoclastos e alguns oóides, e as de menor hidrodinamismo correspondentes às litofácies 10 (ver Estampa I, Fig. C), onde não é possível diferenciar os elementos figurados carbonatados. As outras texturas presentes neste conjunto, mas em menores quantidades, são *wackestone* – *mudstone* margo – argilosos com um aspecto “fibroso” (litofácies 9b), bem como *wackestones* compactos (litofácies 9a), numa matriz micrítica que por vezes é bio-micrítica (ver Estampa I, Fig. D); observa-se também um *grainstone* oo/pel/litoclástico com fase de ligação sparítica a microsparítica (litofácies 1). Pode-se assumir que o ambiente deposicional a que corresponde este conjunto seria relativamente calmo, mas sofrendo variações de energia mais acentuada aquando da deposição das fácies do tipo *grainstone*. Aspectos particulares neste conjunto, são a ocorrência de cimentos em forma de “menisco” e em “ponte” que estão entre os grãos dolomitizados (litofácies 11b) e de texturas “fantasma” (litofácies 11a) (ver Estampa I, Fig. E). Na parte final deste conjunto, mais concretamente aos 3444m, foi possível observar uma secção de *Meyendorfina bathonica* (ver Estampa I, Fig. F), o que indica que a partir deste nível começa-se a observar fácies do Batoniano superior. A porosidade é essencialmente do tipo intracristalino – praticamente colmatada – e de fractura que em alguns casos devido ao processo diagenético de dissolução evoluiu para porosidade do tipo canal. O valor médio estimado de porosidade neste conjunto é de 5% e a conectividade é baixa.

. 3452m – 3519,35m: ao contrário do conjunto anterior, este conjunto (Fig. 5.8. e 5.9.) caracteriza-se por conter maior mistura de fácies, existindo desde texturas *grainstone* oo/onco/litoclásticas com uma fase de ligação sparítica a microsparítica (litofácies 1), a texturas *packstone* – *grainstone* – *rudstone* bio/intra/litoclásticas (litofácies 2) com uma fase de ligação micrítica a biomicrítica (ver Estampa II, Fig. A). O incremento de material argiloso é mais visível neste conjunto, havendo ainda *wackestone* – *mudstones* micríticos a biomicríticos (litofácies 9b). Associado a estas fácies, surge por vezes um calcário compacto bioclástico de textura *packstone* – *wackestone* (litofácies 9a). Junto destes fragmentos de *wackestones* são visíveis fragmentos de calcário dolomitizado, mais concretamente dolomicrites (litofácies 11b), em que é possível observar cristais romboédricos e texturas do tipo “fantasma” (ver Estampa II, Fig. B). Aos 3492m observou-se uma secção de *Meyendorfina bathonica*, o que reforça que desde os 3444m se observam fácies do Batoniano superior (ver Fig. 2.5 e Estampa II, Fig. C). Neste nível existem fragmentos de algas calcárias – dasicladáceas – o que sugere um ambiente mais interno no modelo da plataforma carbonatada. É também a partir deste nível (3492m) que se deixa de observar litofácies 1, o que suporta a inferência de que as unidades espessas de *grainstones* que se observam em vários locais do Maciço Calcário Estremenho, vão sendo cada vez mais raras para as zonas mais a oeste (mais distais) e só são visualizadas quando em sondagem se intersecta uma bancada intercalar, resultando de depósito mais móvel e extenso. Aos 3515m observa-se uma secção oblíqua de *Alzonella cuvillieri*, o que indica que possamos estar já nas fácies do Batoniano inferior (ver Fig. 2.5 e Estampa II, Fig. D). Neste conjunto, a porosidade é maioritariamente do tipo intercristalina, embora se encontre totalmente colmatada por cristais de calcite. Outro tipo de porosidade observado foi de fractura que em alguns níveis evoluiu para canal. O valor médio de

porosidade estimado neste conjunto é de cerca de 6%, sendo a conectividade fraca a moderada.

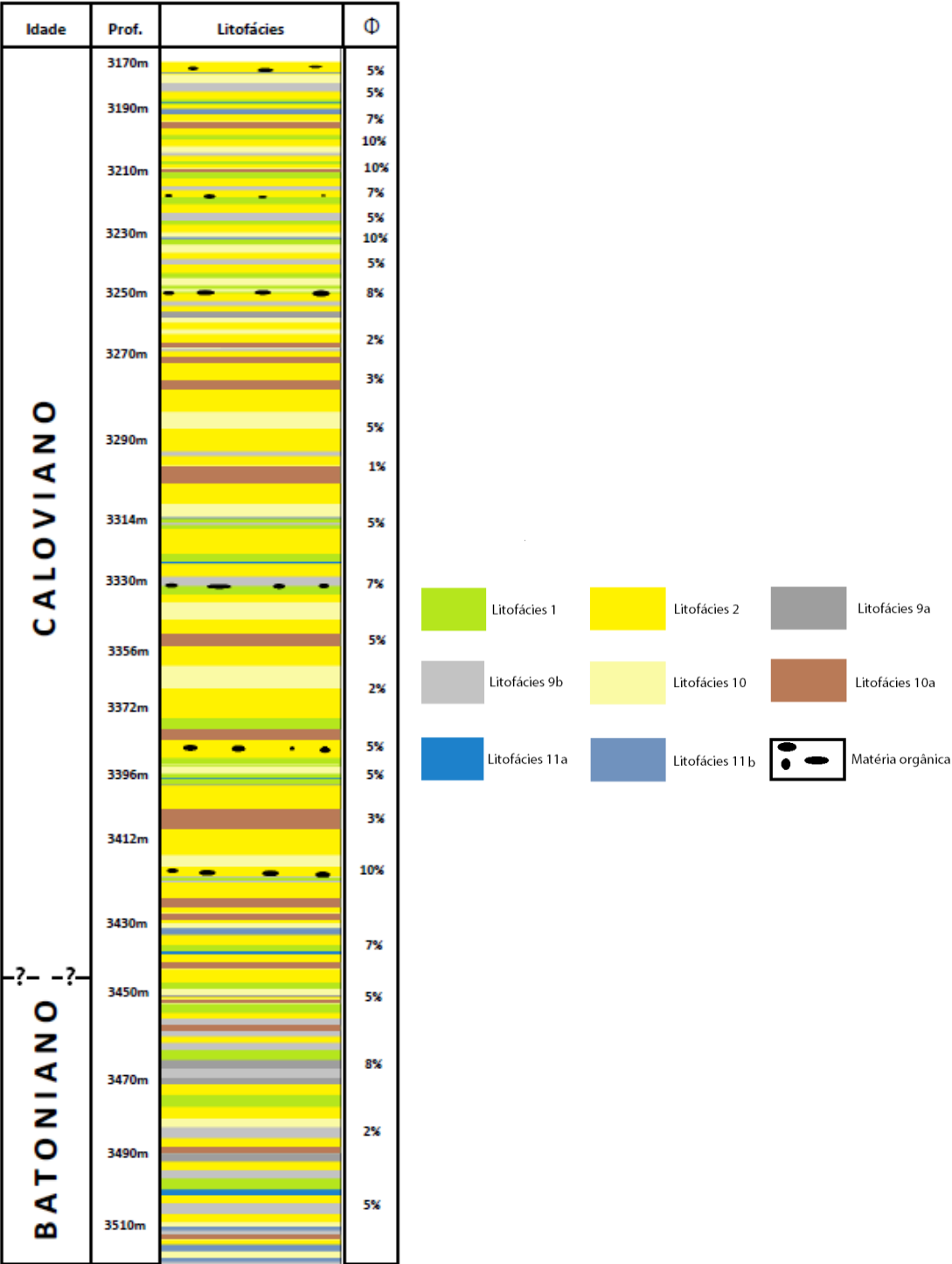


Figura 5.8: Coluna litostratigráfica da sondagem de Ramalhal - 1, onde se observa a variação de litofácies ao longo da profundidade bem como a percentagem relativa de porosidade estimada.

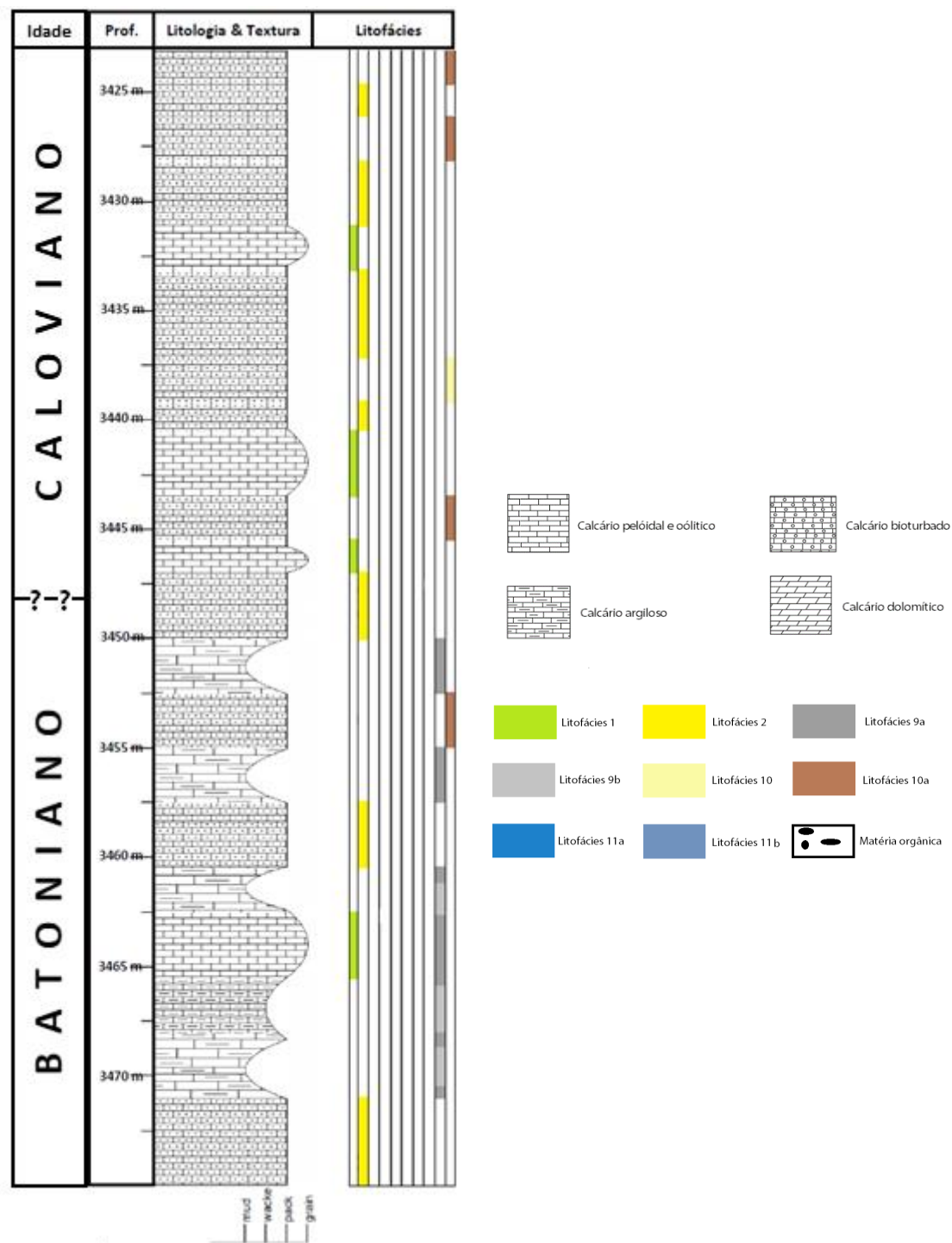


Figura 5.9.: Coluna litostratigráfica dum troço da sondagem de Ramalhal - 1 onde se compara as texturas com as litofácies observadas na zona de transição entre o Batoniano superior e o Caloviano inferior.

#### 5.4.2. Benfeito – 1

. 1710m – 1768m: neste intervalo de profundidade, observa-se uma variação textural de packstone a wackestone – mudstone, sendo os tipos de litofácies observados o 2, 10 e 10a (correspondendo às texturas packstone) e 9b (texturas wackestone – mudstone) (Fig.

5.11). Este conjunto indica a presença de maior quantidade de material argiloso e a micrite é muito escura, o que sugere uma redução ao nível da oxigenação e do hidrodinamismo (ver Estampa III, Fig. A). Alguns níveis apresentam muitas fracturas/brechificação com material escuro, nomeadamente pirite, óxidos de ferro ou material betuminoso que está a envolver zonas mais laminadas e bandadas que para além da argila, poderá conter matéria orgânica (ver Estampa III, Fig. B). Aos 1748m (ver Fig. 5.10. e 5.11.) é possível observar litofácies completamente distintas das anteriores, o que poderá indicar que se está perante um ambiente de transição externo-interno, visto observar-se fácies com “filamentos”, que são secções de bivalves de concha fina, de meio marinho aberto (litofácies 9b) e texturas do tipo *grainstone* (litofácies 1), onde os elementos figurados carbonatados presentes são oncóides e pelóides envoltos num cimento microsparítico e os “filamentos” por vezes encontram-se preenchidos por uma micrite escura. Relativamente aos bioclastos e à microfauna, é possível observar, além dos “filamentos”, fragmentos de equinodermes, foraminíferos hialinos, ostracodos e uma secção de *Trocholina* spp., incluindo *T. gr. gigantea-elongata* (ver Estampa III, Fig. C). A porosidade é maioritariamente intragranular, existindo também porosidade de fractura a qual por vezes se encontra colmatada por calcite, sendo o valor médio estimado de porosidade de 5%. A conectividade é fraca a moderada.

. 1782m – 2320m: neste conjunto, a componente argilo-margosa ocorre agora em menores quantidades e de forma mais dissipada (Fig. 5.10.). As litofácies presentes são essencialmente os *grainstones* oolíticos com uma fase de ligação sparítica a microsparítica, sendo os elementos figurados carbonatados compostos por oóides e oncóides (litofácies 1) e os *packstones* tanto bio/onco/litoclásticos (litofácies 2) como os indiferenciados (litofácies 10), envoltos numa matriz micrítica, por vezes escura, o que evidencia presença de matéria orgânica. Aos 1782m observa-se, embora em raras secções, a espécie de foraminífero *Meyendorffina bathonica* (ver Estampa III, Fig. D), datada do Batoniano superior (Figura 2.5; Azerêdo, 1993, 1999; Azerêdo *et al.*, 2003; Martins, 2007, 2008), o que vem comprovar que entre os 1766m e os 1782m se situa o limite entre o Caloviano inferior e o Batoniano superior. A partir dos 2314m existem evidências de um incremento na dolomitização, mais concretamente expressa por dolosparites – litofácies 11a – o que seria de esperar neste intervalo de transição entre o Batoniano inferior e o Bajociano superior por analogia com o MCE (cf. Azerêdo, 1993, 1998), sendo também possível observar algumas exsudações de matéria orgânica. Relativamente à microfauna, observa-se algas calcárias do tipo *Porostromata* (ver Estampa III, Fig. E), alguns foraminíferos textularídeos e fragmentos de ostracodos. A porosidade neste intervalo caracteriza-se por ser tanto intragranular como de fractura; em alguns níveis, a porosidade do fractura evoluiu para porosidade de canal, devido à acção do processo diagenético de dissolução. O valor médio estimado de porosidade é de 7% e a conectividade é moderada.



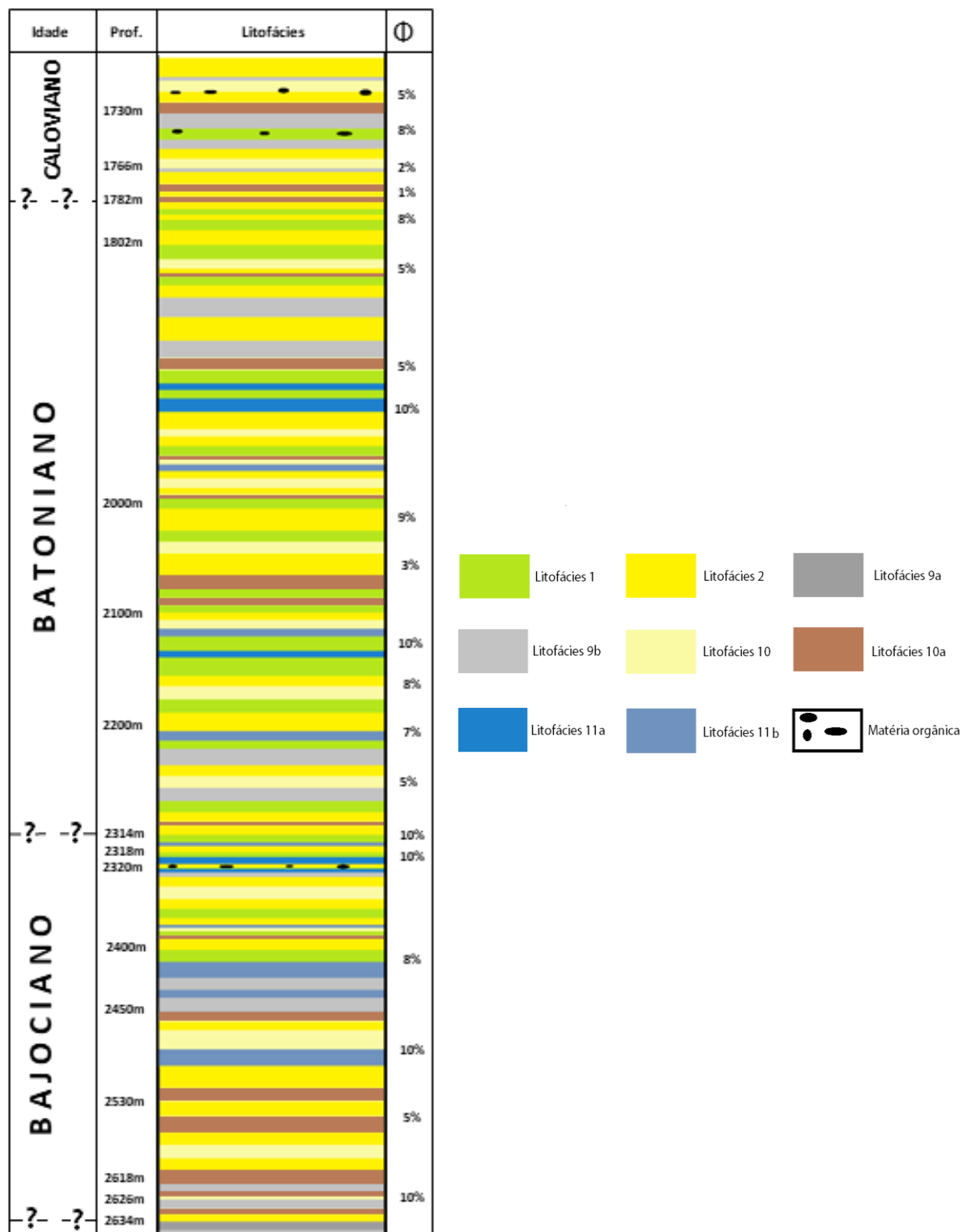


Figura 5.10.: Coluna litostratigráfica da sondagem de Benfeito - 1, onde se observa a variação de litofácies ao longo da profundidade bem como a percentagem relativa de porosidade estimada.

. 2322m – 2636m: este conjunto de profundidade caracteriza-se maioritariamente por representar fácies com texturas *packstone* em que a componente margo-argilosa volta a ter mais preponderância – litofácies 10a – do que o observado no conjunto anterior (Fig.5.12.). Observam-se igualmente *grainstones* – *packstones* com mistura de elementos de diferentes litofácies. Umas correspondem a calcários oolíticos pouco compactados e oo/intra/biosparites mais compactadas (litofácies 2). Por vezes vê-se alternâncias de níveis com cimento micrítico e sparítico e fragmentos com dolomitização tardia – pós-compacção – o que origina texturas do tipo “fantasma”. Outro litótipo que também se encontra presente neste conjunto é um *packstone* indiferenciado, com alguma bioturbação e com fase de ligação micrítica (litofácies 10). Na secção inicial deste conjunto observam-se intercaladas com as texturas *packstone*, texturas *grainstone* com abundantes oncóides e pisóides e com fase de ligação sparítica (litofácies 1), por vezes aparentando uma ligeira dolomitização em torno dos cristais de calcite (litofácies 11a). À medida que a profundidade vai aumentando, deixa de se observar as litofácies 1 e observa-se com mais regularidade a intercalar com os *packstones* texturas *packstone* – *wackestone* com ligeiras passagens de texturas *mudstone* (litofácies 9b), onde o incremento em material argilo-margoso é superior; a micrite da fase de ligação por vezes assume uma tonalidade mais escura. Isto sugere que a partir deste intervalo, nomeadamente, cerca dos 2322m já se está em presença de fácies atribuíveis a unidades bajocianas (Fig. 5.10.), por comparação com dados conhecidos na bacia (Azerêdo, 1993,1998, 2007). Outro aspecto particular neste conjunto é a observação de diversos aspectos diagenéticos, nomeadamente a primeira fase de dolomitização (cristais euédricos, romboédricos dolomíticos mais “sujos”), comparativamente com os de segunda fase diagenética, onde ocorreu simultaneamente a desdolomitização e o preenchimento de alguns espaços vazios por calcite (ver Estampa III, Fig. F). Estes processos diagenéticos ocorrem já numa fase meso-diagenética. A partir dos 2626m começa-se a observar com maior regularidade alternância de calcários castanhos com textura *wackestone* – *packstone* levemente dolomitizados com micropelóides e equinodermes e calcários do tipo *mudstone* – *wackestone*, que aparentam ser silto-argilosos, com raros filamentos (litofácies 2, 9a e 9b), o que se considerou definir a zona de transição entre o Bajociano inferior e o Aaleniano, já não estudado. A porosidade neste intervalo caracteriza-se por ser tanto intragranular como de fractura, tendo a do ultimo tipo, nalguns níveis observados, evoluído para porosidade de canal devido a dissolução. O valor médio de porosidade estimado ronda os 8% e a conectividade é baixa a moderada.

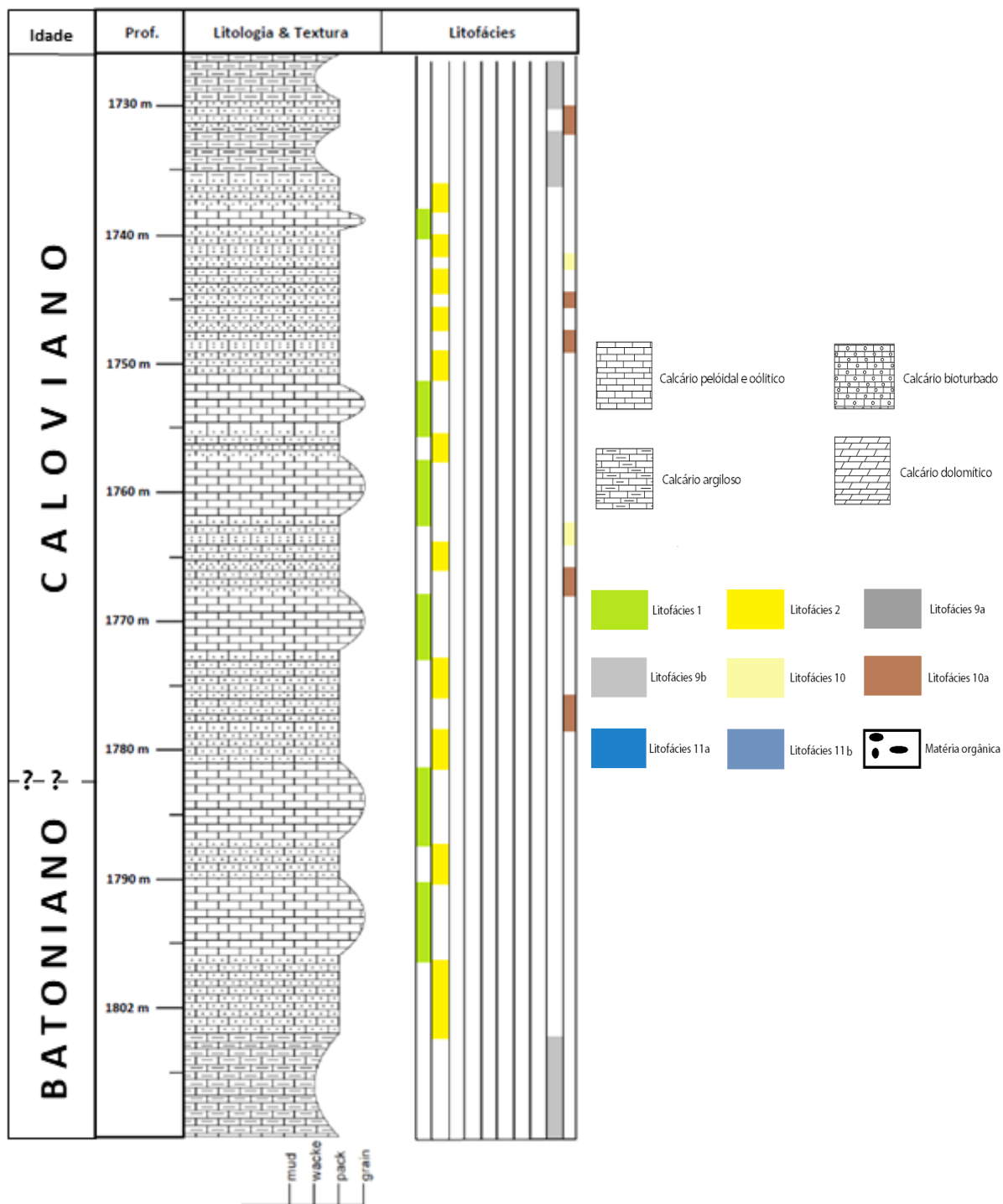


Figura 5.11.: Coluna litostratigráfica dum troço da sondagem de Benfeito - 1 onde se compara as texturas com as litofácies observadas na zona de transição entre o Batoniano superior e o Caloviano inferior.

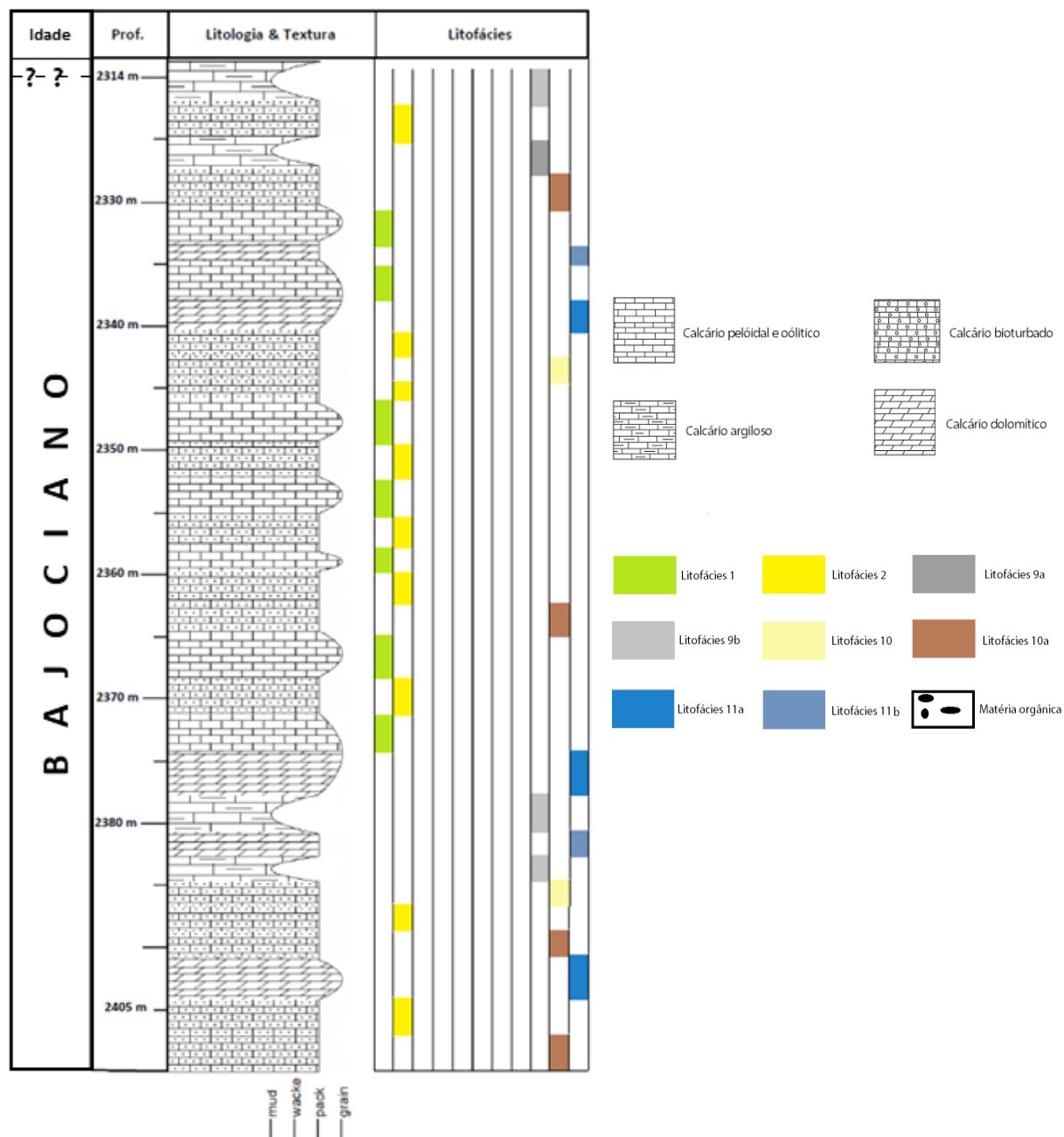


Figura 5.12.: Coluna litostratigráfica dum troço da sondagem de Benfeito - 1 onde se compara as texturas com as litofácies observadas na zona de transição entre o Bajociano superior e o Batonian inferior.

### 5.4.3. Vermoil – 1

. 676m – 760m: neste conjunto, observam-se maioritariamente calcários de fácies calciclásticas, em que as litofácies variam entre: *packstone* – *grainstone* – *rudstone*, com os elementos figurados carbonatados a serem compostos por pisóides, oncóides, fragmentos de ostracodos, colónia de corais ( aos 720m) e litoclastos (litofácies 2) numa fase de ligação sparítica, microsparítica e micrítica; *packstone* indiferenciado com bioturbação (litofácies 10); calcário de textura *grainstone* típica com os elementos figurados carbonatados preponderantes a serem os oólitos, envolvidos numa fase de ligação sparítica a microsparítica (litofácies 1). As litofácies 1 representam um hidrodinamismo mais elevado, visto que são oolíticas e o elemento de ligação é sparítico, correspondendo a uma zona de remobilização constante de material, comparativamente com as litofácies 2 e 10, nas quais o elemento de ligação é micrite reflectindo uma zona paleoambiental que permite deposição de material vasoso (ver Estampa IV, Fig. A). Por seu turno, as litofácies 2 e 10, são fácies deposicionais distintas, visto que nas litofácies 2 existe uma deposição mais variável, (bastantes oncóides, pelóides, entre outros grãos), enquanto que a litofácies 10 aparenta hidrodinamismo mais constante. Na parte final deste conjunto, observam-se níveis com texturas *wackestone* – *mudstone* com indícios de alguma matéria argilosa (litofácies 9b) com fase de ligação micrítica. É visível neste conjunto, uma nítida alternância/mistura de níveis mais lito-oncolíticos *mudstone* – *wackestone* com níveis oolito-intraclásticos *grainstone* – *packstone*, bem como fragmentos de *hardgrounds*, algas recristalizadas e/ou oncolitizadas. Outro aspecto importante neste conjunto, são as evidências de dolomitização, afectando quer a litofácies 1 – dolosparites (litofácies 11a) – quer a litofácies 2 – dolomicrites (litofácies 11b). Relativamente à microfauna fóssil, é possível observar *Spiraloconolus giganteus*, *Spiraloconolus* aff. *giganteus* e foraminíferos aglutinados grosseiros indiferenciados, *Trocholina gigantea* Pelissié & Peybernès e provável *Trocholina* gr. *palastiniensis-alpina*, bem como fragmentos de ostracodos (ver Estampa IV, Fig. B); quanto a macrofósseis, *Nerinea* sp. e um coral fascicular. A porosidade caracteriza-se por ser na sua maioria intragranular (praticamente preenchida pelos grãos de calcite) e de fractura que em algumas zonas passou a ser de canal por acção diagenética mais concretamente por dissolução ao longo da zona de fractura, o que veio aumentar a quantidade de espaços vazios na rocha, e a conectividade. O valor médio de porosidade estimado neste conjunto é de cerca 8%, sendo a conectividade maioritariamente moderada.

. 764m – 850m: este conjunto (Fig. 5.14. e 5.15.) é bastante parecido com o descrito anteriormente, com predominância das texturas *grainstones* oolíticas com uma fase de ligação sparítica a microsparítica (litofácies 1), bem como das texturas *grainstone* – *packstone* com os elementos figurados compostos por pelóides, oncóides, raros oólitos, litoclastos e fragmentos de ostracodos numa matriz micrítica (litofácies 2) que por vezes assume uma coloração mais escura – o que poderá indicar presença de matéria orgânica. Em alguns níveis deste conjunto, as texturas *packstone* mostram bastante bioturbação, o que dificulta bastante a identificação dos elementos figurados carbonatados (litofácies 10) e revelam uma mistura de material argiloso na sua matriz (litofácies 10a). Aos 804m, foi

possível observar uma secção de *Meyendorffina bathonica* (ver Estampa IV, Fig. D) o que indica que esta profundidade já corresponde ao Batoniano superior. Foi também possível observar alguns cristais dolomíticos flutuantes numa matriz micrítica (litofácies 11b), dando origem a morfologias do tipo “ponte”. No último nível deste conjunto observa-se uma nítida intercalação de fácies tipicamente calciclásticas (litofácies 2) com fácies bio-micríticas com “filamentos” e lentículas mais argilosas e escuras com presença de betume e/ou pirite (litofácies 9b). Relativamente à microfauna, para além de *Meyendorffina bathonica*, identificaram-se *Mesoendothyna croatica* (?) Gusic, *Spiraloconulus giganteus*, *Pseudocyclamina* sp., secções de *Chablaisia chablaiensis* (Septfontaine) (característica do Batoniano superior do MCE segundo Azerêdo 1993, 1999 e de Sicó, segundo Martins, 2007, 2008; Fig. 2.5 e ver Estampa IV, Fig. C) e foraminíferos aglutinados grosseiros. A porosidade neste conjunto é maioritariamente de dois tipos, intragranular e de fractura, ambas estando colmatadas a maioria das vezes por calcite. Contudo, também existe alguma porosidade de canal o que permite um incremento de espaços vazios e um ou outro exemplo de porosidade moldada. O valor médio de porosidade é estimado em cerca de 6%, sendo a conectividade fraca.

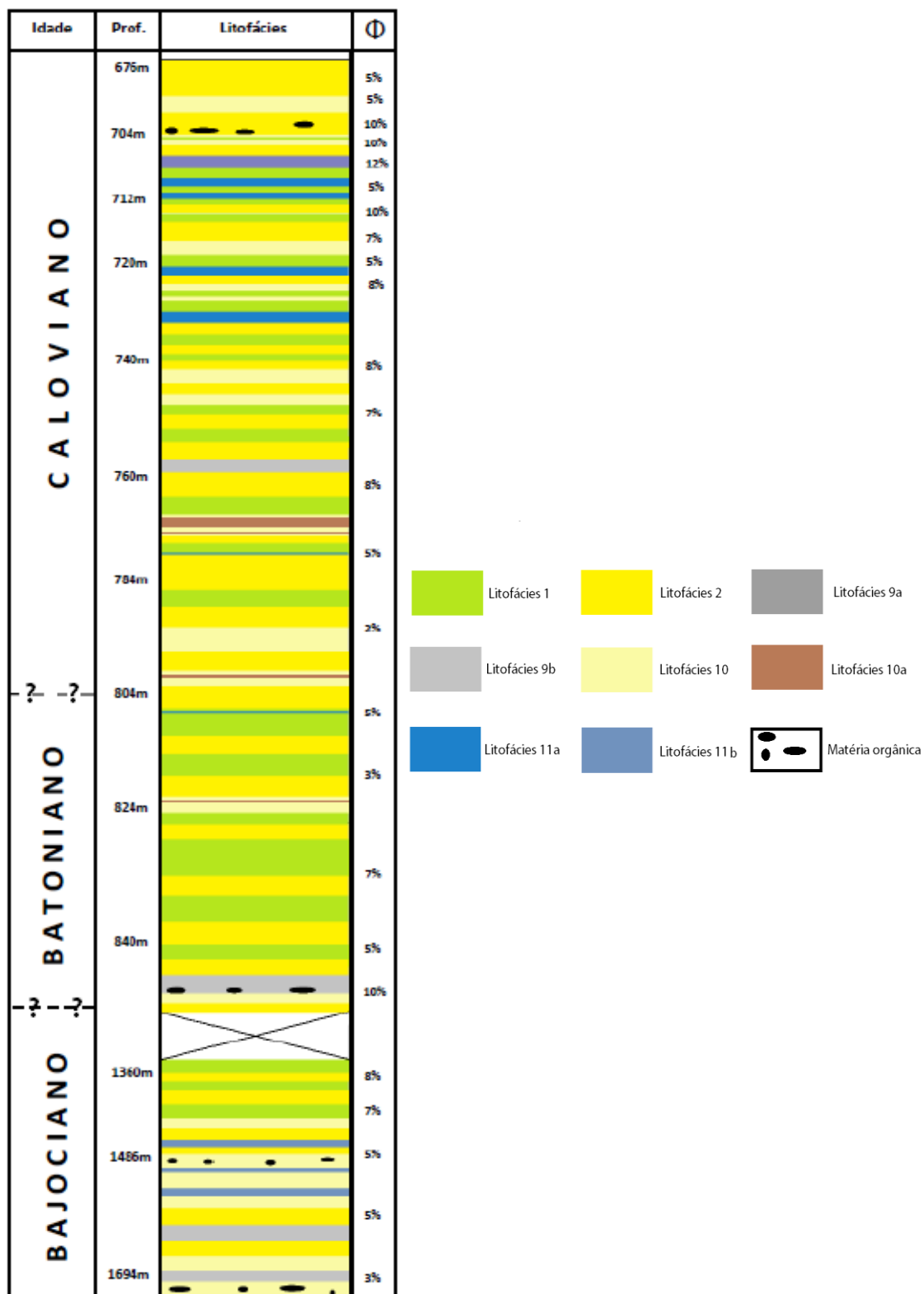


Figura 5.13.: Coluna litostratigráfica da sondagem de Vermoil - 1, onde se observa a variação de litofácies ao longo da profundidade bem como a percentagem relativa de porosidade estimada.

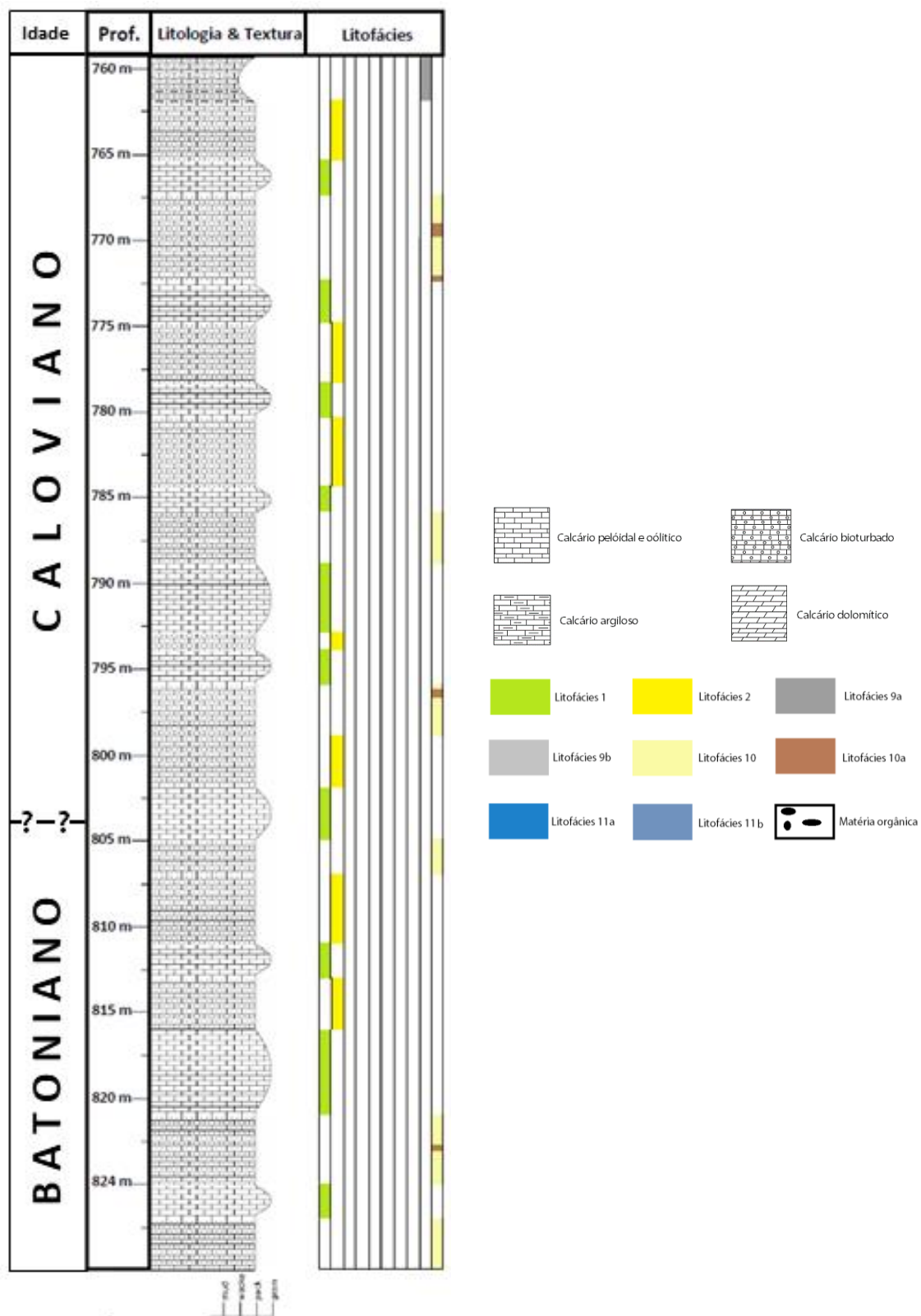


Figura 5.14.: Coluna litostratigráfica dum troço da sondagem de Vermoil - 1 onde se compara as texturas com as litofácies observadas na zona de transição entre o Batoniano superior e o Caloviano inferior.



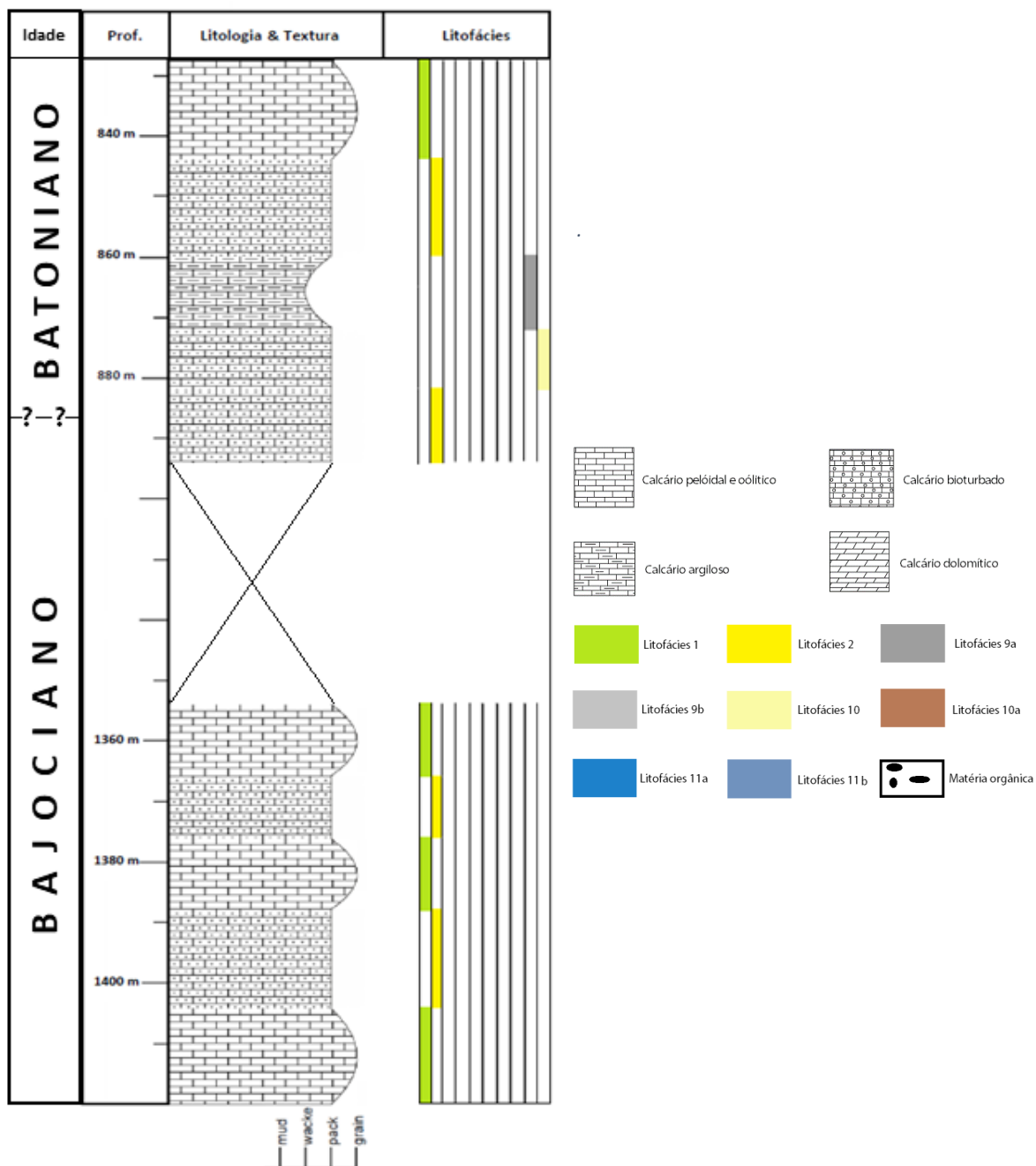


Figura 5.15: Coluna litostratigráfica dum troço da sondagem de Vermoil - 1 onde se compara as texturas com as litofácies observadas na zona de transição entre o Bajociano e o Batoniano.

. 1360m – 1694m: neste conjunto, é possível reconhecer alternância de texturas e consequentemente de litofácies, visto ser observável uma textura *grainstone* em que os elementos figurados carbonatados são oóides, alguns pelóides e bioclastos, sendo a fase de ligação sparítica a microsparítica (litofácies 1) e outra textura *packstone*, que em alguns casos passa a *grainstone* bio-litoclástico (litofácies 2) com fases de ligação micrítica, sparítica e microsparítica (ver Estampa IV, Fig. E); porém, além desta associação de litofácies, observa-se de igual modo incremento da bioturbação, com passagem de litofácies 2 para litofácies 10 (Fig. 5.13.) Ao longo deste conjunto foi possível observar que alguns litoclastos de *packstone* aparentavam estar dolomitizados (litofácies 11b). Na parte inferior deste conjunto, em associação com litofácies 2 e 10, observam-se fragmentos de um calcário com laivos mais argilosos, sendo uma biomicrite de tom escuro *packstone* (litofácies 9b). Um aspecto relevante neste conjunto é a presença de pseudomorfos de evaporitos, bem como a ocorrência de exsudações de betume entre os poros, o que comprova a existência de porosidade efectiva intergranular (ver Estampa IV, Fig. F). Outro tipo de porosidade que se observa é de fractura, que na sua maioria se encontra colmatada por pequenos veios de calcite, porém esta só se observa até aos 1486m. No último nível – 1694m – não se observou qualquer tipo de porosidade. O valor médio estimado de porosidade neste conjunto é de 6%, sendo a conectividade boa nos primeiros níveis, e fraca a partir daí.

## **CAPÍTULO 6**

### **DISCUSSÃO E CONCLUSÕES**

## 6.1. Discussão

### 6.1.1. Limites dos intervalos estratigráficos estudados nas sondagens com base no estudo das microfácies

Ao longo deste estudo, foi possível retirar algumas ilações e efectuar algumas correções das profundidades a que os intervalos de idade foram datados, através do estudo das microfácies. Seguidamente, apresentam-se as principais aspectos que suscitam precisão ou discussão, para cada uma das sondagens estudadas.

#### Ramalhal – 1

Tanto o relatório preliminar como a reinterpretação estratigráfica desta sondagem, situam as passagens Bajociano–Batoniano e Batoniano–Caloviano de forma imprecisa, face aos dados obtidos no presente estudo. A transição Batoniano-Caloviano é indicada aos 3190 m de profundidade; porém, através da análise das lâminas delgadas, foi possível re-situar com maior probabilidade o início desta passagem aos 3492 m, com base na observação duma secção de *Meyendorfina bathonica* (foraminífero marcador do Batoniano superior; cf. Azerêdo, 1993, 1999; Fig. 2.5). A passagem Bajociano–Batoniano era considerada aos 3510 m, mas a detecção duma secção oblíqua de *Alzonella cuvillieri* aos 3515 m, veio sugerir que a esta profundidade a sondagem ainda se encontra em fácies do Batoniano inferior (intervalo estratigráfico em que a referida espécie de foraminífero ocorre na BL, segundo Azerêdo, 1993, 1999; Fig. 2.5).

A observação de algas calcárias, nomeadamente dasicladáceas, evidencia que a partir dos 3492 m as unidades testemunhadas na sondagem correspondem a um ambiente interno; neste nível deixa de se observar a litofácies 1, o que de certa forma comprova a inferência de que unidades espessas de *grainstones* observáveis em diversos locais do Maciço Calcário Estremenho, para zonas mais distais da rampa só ocorrem esporadicamente, quando as sondagens intersectam bancadas intercalares, representando prováveis depósitos mais móveis e extensos.

Como se observa, a problemática em volta desta sondagem não está totalmente resolvida, pelo menos no que diz respeito a estes dois intervalos de transição entre fácies (Bajociano-Batoniano e Batoniano-Caloviano), sendo aconselhável a realização de mais estudos complementares a fim de tentar obter dados mais seguros.

#### Benfeito – 1

Através do estudo das lâminas delgadas da sondagem de Benfeito – 1 foi possível verificar que o limite que foi atribuído à transição entre o Batoniano e o Caloviano pode não estar correcto (Fig. 6.1.). Segundo o relatório de sondagem, esse limite situa-se aos 1737 m de profundidade; porém, a essa profundidade as fácies são semelhantes às que ocorrem tipicamente acima dos depósitos calciclásticos da base do Caloviano no MCE, nomeadamente texturas que variam de *wackestone* a *mudstone* e onde a micrite ocorre com uma coloração bastante escura, o que evidencia um hidrodinamismo menor. Outro factor que indica que o limite Batoniano-Caloviano não é provavelmente àquela

profundidade, é o facto de existir abundante *Trocholina* spp., nomeadamente *T. gr. gigantea-elongata* – mais típica do Caloviano, segundo Azerêdo (1993, 1999) – à profundidade de 1758 m.

Com a observação de *Chablaisia chablaisensis* aos 1766 m e de *Meyendorffina bathonica* aos 1782 m foi possível constatar com clareza que a transição Batoniano – Caloviano começou aos 1766 m e que aos 1782 m já se estaria em fácies tipicamente do Batoniano. Os restantes limites propostos na sondagem de Benfeito – 1 foram comprovados pela observação das respectivas lâminas delgadas.

#### Alcobaça – 1, Aljubarrota – 2 e Aljubarrota - 3

As sondagens destes três furos, segundo os relatórios respectivos são bastante similares, daí ser possível retirar algumas ilações em conjunto.

Nas sondagens de Alcobaça – 1 e Aljubarrota – 2, a Formação de Santo António – Candeeiros (denominada nos relatórios de sondagem como “Formação de Brenha, membro Superior”) é caracterizada pela presença de calcários de águas pouco profundas, com texturas que variam de *wackestone* a *packstone-grainstone* com presença de pelóides e oólitos e raros vestígios de argila ou silte (litofácies 2 e 10 maioritariamente e litofácies 9a pontualmente). Por seu turno, na sondagem de Aljubarrota – 3, a Formação de Santo António - Candeeiros é caracterizada pela presença de calcários de elevada energia, nomeadamente texturas *grainstone-packstone* oolíticos e bioclásticos (litofácies 1 e 2). A porosidade ao longo destes três furos é bastante incipiente e por vezes nula.

A partir duma determinada profundidade que varia de sondagem para sondagem, a coloração típica da Formação de Santo António – Candeeiros – creme – passa para uma coloração mais acinzentada, onde se observam mais vestígios de *packstones* e *mudstones* (litofácies 2, 10, 9a e 9b) argilosos típicos da Formação de Chão de Pias.

Estas três sondagens revelaram fracos indícios de petróleo ao longo da Formação de Santo António – Candeeiros.

#### Vermoil – 1

Através da observação das lâminas delgadas, foi possível verificar a constante alternância entre texturas *grainstone-packstone* com elementos figurados carbonatados compostos por pisóides, oncóides, oólitos e litoclastos (litofácies 1 e 2); sendo também visível uma nítida mistura de níveis mais lito-oncolíticos *mudstone-wackestone* com níveis oo-pel-intraclásticos *grainstone-packstone*, bem como fragmentos de *hardgrounds*, algas recristalizadas e/ou oncolitizadas. Entre os 708 m e os 730 m observaram-se algumas evidências de dolomitização, afectando as litofácies 1, transformando-as em dolosparites (litofácies 11a) e as litofácies 2, modificando-as em dolomicrites (litofácies 11b).

Aos 804 m, observaram-se secções de *Meyendorffina bathonica* e *Chablaisia chablaisensis*, reforçando assim a proposta do relatório preliminar de que a esta profundidade já se encontrariam as fácies do Batoniano superior.

Na parte inferior deste testemunho, foi possível observar a presença de pseudomorfos de evaporitos em associação com texturas *wackestone-mudstone* algo argilosos, o que de certa forma poderá indicar as fácies bajocianas.

Relativamente a esta sondagem, apenas se observam ligeiros vestígios de petróleo, em finas fendas de calcários às profundidades de 704 m, 890 m, 1494 m e 1698 m.

#### 6.1.2. Características globais do intervalo estudado e correlação sucinta com os sectores MCE e MCSA

Relativamente às espessuras totais do intervalo Bajociano – Batoniano (Fig. 6.2.), o foco principal deste trabalho, com a interpretação dos relatórios de sondagens foi possível verificar (com a reserva necessária por se tratar de espessura aparente em sondagem) que não existe muita variação entre as sondagens de Benfeito – 1 e Vermoil – 1 (852 m e 890 m respectivamente), bem como entre as de Alcobaça – 1 e Aljubarrota – 3 (630 m e 573 m respectivamente). A sondagem com maior espessura no intervalo estudado é a de Aljubarrota – 2 com 1083 m de espessura; por outro lado a sondagem de Ramalhal – 1 não contempla fácies do Bajociano, sendo a espessura máxima do Batoniano na ordem dos 80 m.

Tal como referido (cap. 2.4), no Jurássico Médio da BL ocorreu uma fase de construção sedimentar progradante e agradante, durante o Bajociano e o Batoniano, com diversas litofácies individualizadas, tendo sido possível definir um sistema deposicional de rampa carbonatada, dominado por uma geometria homoclinal (Azerêdo, 1993, 1998; Martins, 2007, 2008).

Nas rampas carbonatadas, as fácies margino-litorais mais internas passam gradualmente em direcção ao mar a fácies de águas profundas e de menor energia, sem que se verifique uma quebra de declive (Fig. 6.1.). Ao analisar a correlação dos diversos *logs* (Fig. 6.2.) elaborados ao longo deste estudo, foi possível observar uma passagem gradual, ao longo do Bajociano, para as fácies mais marinhas (distais) de NE para SW, demonstrando a tendência regressiva da sedimentação nesse período. Na zona Este da BL, na passagem Bajociano – Batoniano, segundo Azerêdo (2007) e Azerêdo (2015), ocorrem mesmo depósitos pedogénicos, associados a fácies peritidais e lagunares, correspondendo a ambientes margino-marinhos e de laguna confinada, que lateral e superiormente passam a calcários oobiolásticos, sendo esta zona um paleoambiente de zona pericontinental, passando a margino-marinha, com planícies de marés muito progradantes para Oeste e corpos arenosos progradantes agradantes. Porém, segundo Martins (2007), a progradação das fácies perimareais para oeste no Maciço de Condeixa-Sicó-Alvaiázere, a partir do Batoniano inferior, impede de constatar se essa agradação terá prosseguido ou não durante todo o Batoniano, tal como considerado no MCE. Esta é uma das principais diferenças observadas por Martins (2007), entre os depósitos de barreira do MCSA e entre os depósitos do MCE.

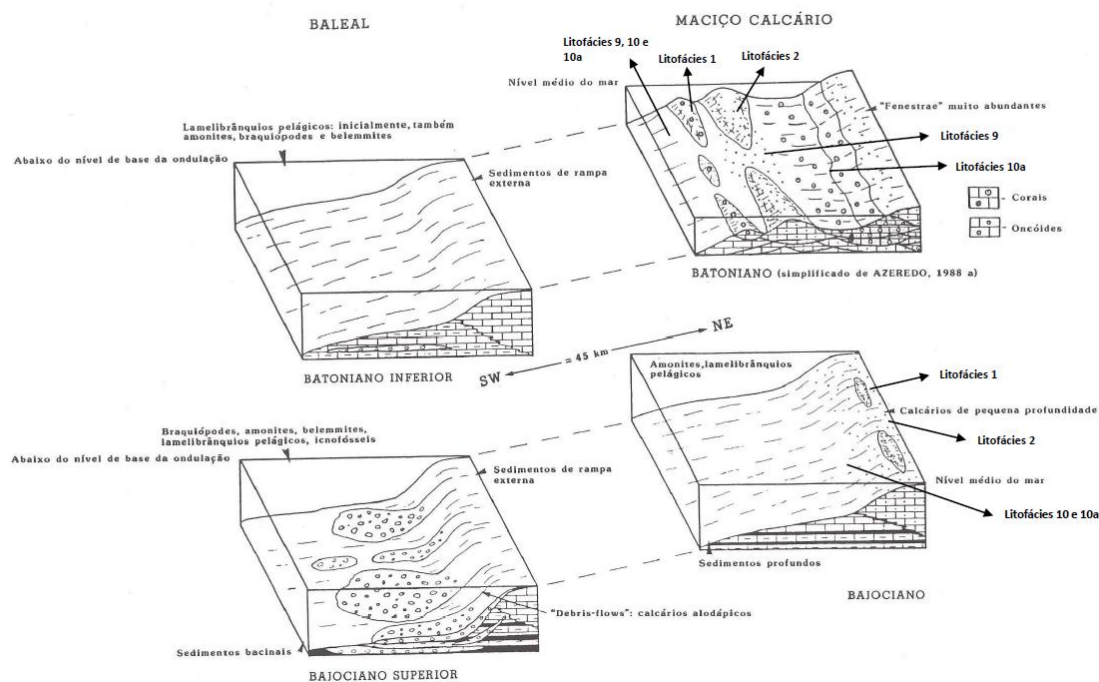


Figura 6.1: Esquema ilustrativo duma plataforma carbonatada homoclinal, onde é possível observar a evolução do sistema com ambientes mais proximais a NE e ambientes marinhos de maiores profundidades a SW. (Retirado de e adaptado de Azerêdo, 1993). Indicam-se as litofácies estudadas no presente trabalho.

A comparação entre as litofácies carbonatadas estudadas e descritas por Azerêdo (1993, 1998) no Maciço Calcário Estremenho e por Martins (2007) nos Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere, com as analisadas neste trabalho com base nos relatórios de sondagens escolhidos e nas lâminas delgadas observadas, provou ser de extrema importância pois veio comprovar que existe de facto uma continuidade lateral entre as fácies carbonatadas que correspondem ao período entre o Bajociano e o Batoniano, como é possível verificar-se pela correlação dos diversos *logs* das sondagens e os *logs* referentes à Formação de Santo António – Candeeiros e Formação de Sra. da Estrela que corresponde aos Maciços de Condeixa – Sicó – Alvaiázere (Fig. 6.2.). Desta forma, pode-se afirmar que o potencial para reservatório de hidrocarbonetos que a Formação de Santo António – Candeeiros tem na zona do Maciço é genericamente extensível para outras zonas da Bacia Lusitânica, nomeadamente representadas pelas litofácies 1, 2 e 11 referentes à Tabela 2.1; a 10 e a 9, que têm menor aptidão para reservatório, também se continuam (Tab. 6.3.).

Outro aspecto conclusivo que se retira deste estudo, é o facto de a quantidade de matéria argilosa, observada ao longo do estudo das lâminas delgadas, nas litofácies 10 ser maior do que o observado por Azerêdo (1993), ver Tabela 2.1. Devido a este facto, foi necessário redefinir/adaptar essa litofácies para um novo subtipo – litofácies 10a - *Packstones* indiferenciados bioturbados com presença de matéria argilosa – que fosse transversal às zonas mais distais do Maciço Calcário Estremenho (ver Tabela 6.3), visto ser uma característica comum nessas mesmas zonas, nomeadamente na zona de Ramalhal, Benfeito e Vermoil. De referir que esta litofácies não foi observada por Martins

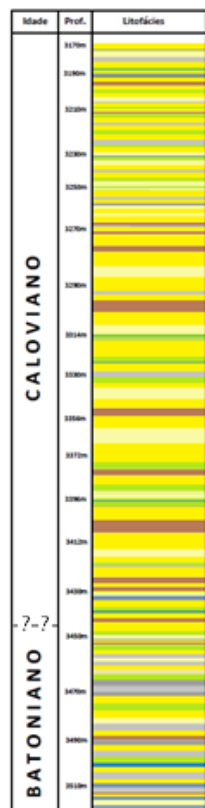
(2007) no Maciço de Condeixa-Sicó-Alvaiázere. Por vezes, esta quantidade superior de matéria argilosa também se observa nas litofácies 2, mas comparativamente com a litofácies 10a em muito menor quantidade.

*Tabela 6.1: Tabela comparativa entre as litofácies observadas no presente trabalho, e as litofácies observadas e individualizadas por Azerêdo (1993) no MCE e por Martins (2007) no MCSA.*

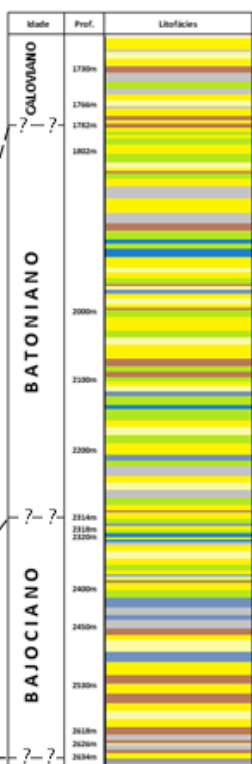
<b>Litofácies do MCE</b>	<b>Litofácies do MCSA</b>	<b>Litofácies correspondentes a este estudo</b>
1 – <i>Grainstones</i> oolíticos e bio-intraclásticos com estratificação oblíqua.	3 – <i>Wackstones</i> , <i>Packstones</i> e <i>Grainstones</i> Bioclásticos; 4 – <i>Packstones</i> e <i>Grainstones</i> Oopelóidicos e Intrapelóidicos.	1 – <i>Grainstones</i> oolíticos e bio-intraclásticos com estratificação oblíqua.
2 – <i>Rudstones</i> , <i>Grainstones</i> e <i>Packstones</i> bioclásticos-oncolíticos-litoclásticos.	5 – <i>Rudstones</i> e <i>Grainstones</i> intra-oncolíticos.	2 – <i>Rudstones</i> , <i>Grainstones</i> e <i>Packstones</i> bioclásticos-oncolíticos-litoclásticos.
3 – Biolititos de Coraliários e Algas.	6 – Biolititos de Coraliários, Espongiários e Algas.	-
9 – <i>Mudstones</i> , <i>Wackstones</i> e <i>Packstones</i> bioclásticos: 9a – Calcários compactos; 9b – Calcários, calcários margo-argilosos e margas.	1 – Calcários compactos com nódulos de sílex e “filamentos”	9 – <i>Mudstones</i> , <i>Wackstones</i> e <i>Packstones</i> bioclásticos: 9a – Calcários compactos; 9b – Calcários, calcários margo-argilosos e margas.
10 – <i>Packstones</i> indiferenciados.	-	10a – <i>Packstones</i> indiferenciados bioturbados com presença de matéria argilosa.
11 – Dolomitos – Calcários dolomíticos: 11a – Dolosparites; 11b – Dolomicrites e dolomicrites laminares.	11 – Calcários dolomíticos e Dolomitos intercalares.	11 – Dolomitos – Calcários dolomíticos: 11a – Dolosparites; 11b – Dolomicrites e dolomicrites laminares



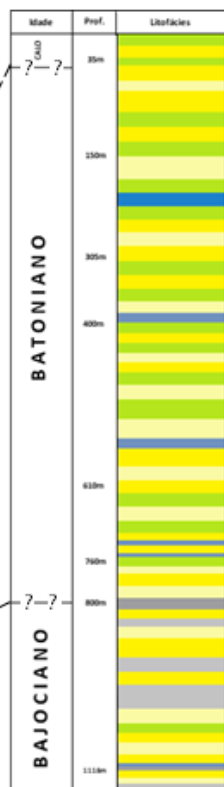
SW  
Ramalhal - 1



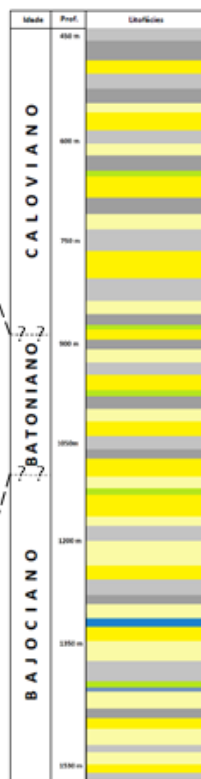
SW  
Benfeito - 1



NE  
Aljubarrota - 2



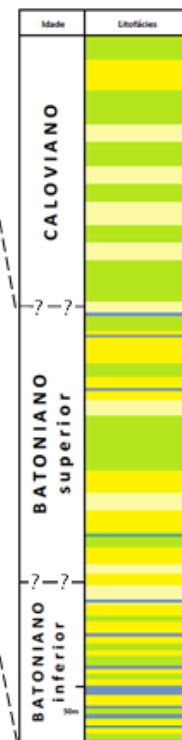
NE  
Alcobaça - 1



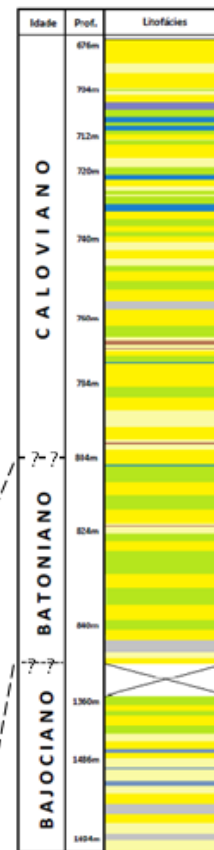
NE  
Aljubarrota - 3



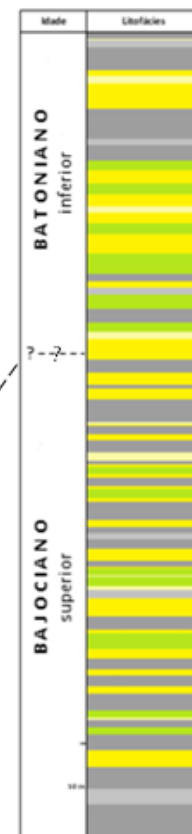
Fm. Sto. António -  
Candeeiros



NNE  
Vermoil - 1



NNE  
Fm. Sra. da Estrela



## Legenda dos logs



Figura 6.2: Colunas litostratigráficas das sondagens estudadas, onde é possível observar a continuidade lateral entre as litofácies referentes ao Maciço Calcário Estremenho (onde está a coluna litostratigráfica que representa sinteticamente a Formação de Santo António-Candeeiros no Maciço (Azerêdo, 2007), servindo como termo de comparação para as litofácies observadas nos logs de sondagens estudados), ao Maciço de Condeixa-Sicó-Alvaiázere (representado pela coluna litostratigráfica que representa sinteticamente a Formação de Sicó (Martins, 2007)), bem como as suas espessuras acumuladas.

## 6.2. Conclusões

- Nas sondagens de Ramalhal – 1 e Benfeito – 1 o limite da passagem Batoniano – Caloviano proposto pelos autores dos relatórios de sondagem encontram-se desfasados uma vez que a observação de secções de *Meyendorfina bathonica* (marcador biostratigráfico desta passagem) ocorre alguns metros mais abaixo conforme comprovado pela observação das lâminas delgadas. A passagem Batoniano – Bajociano na sondagem Ramalhal – 1 também foi corrigida visto que aos 3515 m observou-se uma secção oblíqua de *Alzonella cuvillieri*, o que comprova que a essa profundidade ainda se está nas fácies do Batoniano inferior.
- As lâminas delgadas de Vermoil – 1 indicaram dolomitização bastante evidente entre 708 m - 730 m, alterando as litofácies 1 para dolosparites (litofácies 11a) e as litofácies 2 e 10 para dolomicrites (litofácies 11b); também é visível constante alternância entre as litofácies 1 e 2 de Azerêdo (1993) ao longo do Batoniano.
- A observação das lâminas delgadas neste estudo, tomando como referência as litofácies de Azerêdo (1993) e Martins (2007), veio comprovar a existência de uma continuidade lateral entre as fácies carbonatadas que correspondem ao período entre o Bajociano – Batoniano, como é possível verificar pela correlação dos diversos logs das sondagens e os logs referentes à Formação de Santo António-Candeeiros e Formação de Sra. da Estrela (que corresponde aos Maciços de Condeixa-Sicó-Alvaiázere). Posto isto, pode-se afirmar, que o potencial para reservatório de hidrocarbonetos que a Formação de Santo António –

Candeeiros tem na zona do MCE é genericamente extensível para outras zonas da BL, nomeadamente representadas pelas litofácies 1, 2 e 11 (segundo as litofácies de Azerêdo, 1993); as litofácies 9, 10 e 10a não correspondem tanto a reservatório visto serem mais argilosas (especialmente a 10a, referida a seguir), sendo a sua presença mais frequente nas zonas mais distais do MCE comparativamente com as fácies que se assumem como potenciais reservatório.

- Devido à quantidade de matéria argilosa presente nas fácies mais distais relativamente às do MCE, foi necessário acrescentar para este estudo um novo subtipo de litofácies, nomeadamente a litofácies 10a - *Packstones* indiferenciados bioturbados com presença de matéria argilosa.
- Existe uma extensão parcial das fácies com características de reservatório, com início no MCE, que são intercaladas por maiores conjuntos de fácies “mais fechadas”, mais argilosas, isto é, “mais selantes”, e com menores características de reservatório quando se caminha para zonas mais distais.
- Relativamente às espessuras totais do intervalo Bajociano – Batoniano a sondagem com maior espessura no intervalo estudado é a de Aljubarrota – 2 com 1083 m de espessura; por outro lado a sondagem de Ramalhal – 1 não contempla fácies do Bajociano, sendo a espessura máxima do Batoniano na ordem dos 80 m.

## Bibliografia

Adams, A. E., Mackenzie, W. S. & Guilford, C. (1984) – *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Prentice Hall, pp. 33-75.

Ahr, W. (2008) – *Geology of Carbonate Reservoirs – The Identification, Description and Characterization of Hydrocarbon Reservoirs in Carbonate Rocks*. A John Wiley & Sons, inc., Publication, USA, 269 pp.

Alves, M. & Ferreira, G. C. (1959) – *Relatório Geológico da sondagem de Vermoil – 1*. Companhia dos Petróleos de Portugal, S. A. R. L. Cedido pela ex-ENMC/UPEP, 63 pp.

Azerêdo, A. C. (1993) – *Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica): análise de fácies, micropaleontologia, petrografia*. Tese de Doutoramento, Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Portugal, 366 pp. (inédito).

Azerêdo, A.C. (1995) – *Foraminíferos bentónicos do Dogger da Bacia Lusitânica: valor estratigráfico e controlo ambiental (Resumo alargado)*. Memórias M. L. M. G. Fac. Ciências Univ. Porto (Actas do IV Congresso Nacional de Geologia), Porto, 4, pp. 29-32.

Azerêdo, A. C. (1998) – *Geometry and facies Dynamics of Middle Jurassic carbonate ramp sandbodies, West-Central Portugal*. In: V.P. Wright & T. Burchette (eds), Carbonate Ramps. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 149, pp. 281-314.

Azerêdo, A. C. (1999) – *Études micropaléontologiques dans les séries carbonatées du Jurassique moyen du Bassin Lusitanien (Portugal)*. *Comum. Inst. Geol. e Mineiro*, t. 86, pp. 59-84.

Azerêdo, A. C. (2007) - *Formalização da litostratigrafia do Jurássico Inferior e Médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica)*. Comunicações Geológicas (INETI), pp. 29-51.

Azerêdo, A. C. (2013) – *Middle Jurassic shallow ramp stratigraphy, sedimentary patterns and reservoir features of Jurassic Carbonate successions from the Lusitanian Basin*. In: Azerêdo A. C. & Duarte L. V., Guia de campo (Pre-meeting trip – SFT 04) STRATI 2013, 1<sup>st</sup> International Congress on Stratigraphy, Lisboa, 1-7 Jul/2013, 31 pp.

Azerêdo, A. C. (2015) - *Análise de reservatórios carbonatados em afloramento (Bacia Lusitânica) e outros aspectos aplicados à exploração petrolífera. Livro-guia de apoio ao "Módulo Trabalho de campo na Bacia Lusitânica"*, Curso de Formação Avançada em Geo-Engenharia de Reservatórios Carbonatados, FCUL/Galp/Petrobras, 64 pp. [ISBN: 978-989-20-5833-7].

Azerêdo, A. C. & Duarte, L. V. (2012) - *Bacia Lusitânica: perspectivas de campo com ênfase nos reservatórios carbonatados. Livro-guia de apoio ao Módulo "Trabalho de campo na Bacia Lusitânica"*. Curso Geo-Engenharia de Reservatórios Carbonatados, FCUL/Galp/Petrobras, 74 pp.

Azerêdo, A. C. & Duarte, L. V. (2017) - *Stratigraphy, sedimentary patterns, and reservoir characteristics of Jurassic carbonate successions in the Lusitanian Basin*. Ciências da Terra/Earth Sciences Journal 19 (1), pp. 13-33.

Azerêdo, A. C., Duarte, L. V., Henriques, M. H. & Manuppella, G. (2003) – *Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio*. Cadernos de Geologia de Portugal, Inst. Geol. e Mineiro, Lisboa, 43 pp.

Azerêdo, A. C., Duarte, L. V. & Silva, R. L. (2014) - *Configuração sequencial em Ciclos (2ª. ordem) de Fácies Transgressivas-Regressivas do Jurássico Inferior e Médio da Bacia Lusitânica (Portugal)*. Comunicações Geológicas, 101, Especial I: pp. 383-386.

Azerêdo, A. C., Wright, V. P. & Ramalho, M. M. (2002). *The Middle-Late Jurassic forced regression and disconformity in Central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system*. Sedimentology, 49 (6), pp. 1339-1370.

Biddle, K. & Wielchowsky, C. (1994) – *Hydrocarbon Traps*. In: Magoon, L. B. and Dow, W. G., eds., *The Petroleum System - From Source to Trap*. AAPG Memoir #60, pp. 219-236.

Brito, M., Rodrigues, R., Baptista, R., Duarte, L. V., Azerêdo, A. C. (2015) – *Origem do óleo recolhido no poço Benfeito – 1, Bacia Lusitânica, Portugal*. Comunicações Geológicas, 102, Especial I, pp. 91-94.

Choquette, P. W. & Pray, L. C. (1970) - *Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates*. AAPG Bulletin, 54, pp. 207-250.

Corrêa, O. L. (2003) – *Petróleo – Noções sobre Exploração, Perfuração, Produção e Microbiologia*. Interciência, Rio de Janeiro, 87 pp.

Dinis, J. L., Rey, J., Callapez, P., Cunha, P. P., Callapez, P., Pena dos Reis, R., (2008) - *Stratigraphy and allogenic controls of the western Portugal Cretaceous: an updated synthesis*. Cretaceous Research, 29(5-6), pp. 772-780.

Duarte, L. V. (2007) – *Lithostratigraphy, sequence stratigraphy and depositional setting of the Pliensbachian and Toarcian series in the Lusitanian Basin (Portugal)*. In: R. B. Rocha (ed). *The Peniche section (Portugal)*. Contributions to the definition of the Toarcian GSSP. International Subcommittee on Jurassic Stratigraphy, pp. 17-23.

Duarte, L. V. & Soares, A. F. (2002) – *Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica (Portugal)*. Comum. Inst. Geol. Mineiro, Lisboa, 89, pp. 135-154.

Duarte, L. V., Wright, V. P., Fernández-López, S., Elmi, S., Krautter, M., Azerêdo, A. C., Henriques, M. H., Rodrigues, R. & Perilli, N. (2012) – *Early Jurassic carbonate evolution in the Lusitanian Basin (Portugal): facies, sequence stratigraphy and cyclicity*. 23<sup>rd</sup> IAS Meeting of Sedimentology, pp. 41-71.

Dunham, R. J. (1962) – *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. In: Ham, W. E. (Ed), *Classification of carbonate rocks*. Tulsa, AAPG Memoir, v. 1, pp. 180-122.

Ferreira, G. C. (1983) – *Relatório final da sondagem de Benfeito – 1*. Petrogal. Cedido pela ex-ENMC/UPEP, 88 pp.

Ferreira, J. A. S. L. (2016) – *Caracterização e modelação de reservatórios carbonatados: estudo de caso baseado em análogos do Jurássico Médio da região de Vale Florido, Maciço Calcário Estremenho (MCE)*. Tese de Mestrado em Geologia, área de especialização de Estratigrafia, Sedimentologia e Paleontologia, Departamento de Geologia, FCUL, 182 pp. (inédito).

Fischer, J. F. (1999) – *Final Report of the Wellsite Geologist of Aljubarrota – 2*. Mohave Oil & Gas Corporation. Cedido pela ex-ENMC/UPEP, 306 pp.

Flügel, E. (2004) – *Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York, 921 pp.

Folk, R. L. (1959) – *Practical petrographic classification of limestones*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 43, 1, pp. 1-38.

Folk, R. L. (1962) – *Spectral subdivision of limestone types*. In: *Classification of carbonate rocks*, W. E. Ham (Ed.). AAPG Memoir No. 1, Tulsa, OK, pp. 62-84.

Folk, R. L. (1965) – *Some aspects of recrystallization in ancient limestones*. In: *Dolomitization and Limestone Diagenesis*, L. C. Pray and R. C. Murray, (Eds). SEPM Special Publication n°. 13, pp. 14-48.

Gomes, J. & Alves, F. (2011) – *O Universo da Indústria Petrolífera – Da Pesquisa à Refinação*. Fundação Calouste Gulbenkian (2ª. edição), 670 pp.

Gonçalves, P. A., Silva, T. F., Mendonça Filho, J. G., Flores, D. (2015) – *Palynofacies and source rock potential of Jurassic Sequences on the Arruda sub-basin (Lusitanian Basin, Portugal)*. Marine and Petroleum Geology, 59, pp. 575-592.

GPEP (1986) – *The petroleum potential of Portugal*. Gabinete para a Pesquisa e Exploração de Petróleo, Lisbon, Unpublished report DGGE/DPEP, 62 pp.

GPEP (1994) – *Exploring for Oil in Portugal*. Brochura promocional, Edição do Gabinete para a Pesquisa e Exploração de Petróleo – Ministério da Indústria e Energia, 24 pp.

Hazen, G. H. (1958) – *Relatório final da sondagem de Ramalhal – 1*. Mobil Exploration Portugal Inc. Cedido pela ex-ENMC/UPEP, 30 pp.

Hazen, G. H. (1963) – *Reinterpretation Stratigraphique du Sondage Ramalhal – 1*. Mobil Exploration Portugal Inc. Cedido pela ex-ENMC/UPEP, 6p p.

Inês, N. M. F. (2010) - *Paleotipologias diagenéticas em formações carbonatadas do Jurássico Médio da Bacia Lusitânica: análise multiscala e aplicações à caracterização*

*de reservatórios*. Tese de Mestrado em Geologia, área de especialização de Estratigrafia, Sedimentologia e Paleontologia, Departamento de Geologia, FCUL, 230 pp. (inédito).

Jordan, C. & Wilson, J. (1994) – *Carbonate Reservoir Rocks*. In Magoon, L. B. & Dow, W. G. (eds.): *The petroleum system – from source to trap*, AAPG Memoir #60, pp. 141-157.

Kullberg, J. C. R. (2000) – *Evolução Tectónica Mesozóica da Bacia Lusitaniana*. Tese de Doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, Portugal, 361 pp.

Kullberg, J. C., Rocha, R. B. (2014) – *O Jurássico Superior da Bacia Lusitânica: importância da ligação entre litostratigrafia, cronostratigrafia e cartografia. II – O 3º episódio de rifting*. Comunicações Geológicas, 101, Especial I, pp. 463-467.

Kullberg, J. C., Rocha, R. B., Soares, A. F., Rey, J., Terrinha, P., Azerêdo, A. C., Callapez, P., Duarte, L. V., Kullberg, M. C., Martins, L., Miranda, J. R., Alves, C., Mata, J., Madeira, J., Mateus, O., Moreira, M. & Nogueira, C. R. (2013) – *A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica*. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, J. C. Kullberg (Eds), *Geologia de Portugal*, vol. 2, Escolar Editora, pp. 195-347.

Leinfelder, R. R. & Wilson, R. C. L. (1989) – *Seismic and sedimentologic features of Oxfordian-Kimmeridgian syn-rift sediments on the eastern margin of the Lusitanian Basin*. *Geol. Rundschau* 78 (1), pp. 81-104, Stuttgart.

Mackenzie, W. S. & Adams, A. E. (1994) – *A Colour Atlas of Rocks and Minerals in Thin Section*. Manson Publishing, England, pp. 126-139.

Manuppella, G. (1983) – *O Dogger de Santiago do Cacém*. *Comum. Serv. Geol. Portugal*, 69/1, pp. 47-61.

Manuppella, G., Azerêdo, A. C. (1996) – *Contribuição para o conhecimento da geologia da região de Sesimbra*. *Comum. Inst. Geol. Mineiro*, 82, pp. 37-50.

Manuppella, G., Balacó Moreira, J. C., Graça Costa, J. R. & Crispim, J.A. (1985) – *Calcários e dolomitos do Maciço Calcário Estremenho*. *Estudos Notas e Trabalhos, S.F.M.*, 27, pp. 3-48.

Manuppella, G., Antunes, M. T., Costa Almeida, C. A., Azerêdo, A. C., Barbosa, B., Cardoso, J. L., Crispim, J. A., Duarte, L. V., Henriques, M. H., Martins, L. T., Ramalho, M. M., Santos, V. F. & Terrinha, P. (2000) – *Carta geológica de Portugal na escala de 1/50 000 – Notícia explicativa da folha 27-A, Vila Nova de Ourém*. *Dep. Geologia Inst. Geol. e Mineiro*, 156 pp.

Martins, J. M. (1998) – *Micropaleontologia e análise de fácies de formações do Jurássico Médio da região de Alvaiázere – Tomar*. Tese de Mestrado (inédita), Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 164 pp.

Martins, J. M. (2007) – *Séries de meio marinho interno do Jurássico Médio de Condeixa-Sicó-Alvaiázere: sedimentologia, micropaleontologia e correlação com o Maciço Calcário Estremenho*. Tese de Doutoramento, Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Portugal, 333 pp.

Martins, J. M. (2008) – *Litostratigrafia das séries de meio marinho interno do Jurássico Médio da região de Condeixa-Sicó-Alviázere (Portugal)*. Comunicações Geológicas, t. 95, pp. 27-49.

Mohave Oil & Gas Corporation (2000) – *Geological Final Well Report of Aljubarrota* – 3. Mohave Oil & Gas Corporation. Cedido pela ex-ENMC/UPEP, 111 pp.

Mohave Oil & Gas Corporation (2013) – *Final Well Report of Alcobaça* – 1. Mohave Oil & Gas Corporation. Cedido pela ex-ENMC/UPEP, 54 pp.

Moore, C. H. (2001) – *Carbonate reservoirs: Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework*. Developments in Sedimentology, v. 55, Elsevier, Amsterdam, 444 pp. (+1 CD-R).

Pena dos Reis, R. & Pimentel, N. (2012) - *Os sistemas petrolíferos na Bacia Lusitânica*. I Congresso Internacional “GeoCiências na CPLP” GeoCPLP2012. Roteiro Geológico.

Ravnas, R., Winsdelstad, J., Mellere, D., Nøttvedt, A., Sjøblom, T. S., Steel, R. J. e Wilson, R. C. L., (1997) - *A marine Late Jurassic syn-rift succession in the Lusitanian Basin, western Portugal - tectonic significance of stratigraphic signature*. Sediment. Geol. 114, pp. 237-266.

Ribeiro, A; Antunes, M. T.; Ferreira, M. P.; Rocha, R. B.; Soares, A.F.; Zbyszewski, G.; Moitinho de Almeida, F.; Carvalho, D & Monteiro, J. H. (1979) – *Introduction à la géologie générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 pp.

Rocha, R. B.; Marques, J. F. & Soares, A. F. (1990) – *Les unités lithostratigraphiques du Bassin Lusitanien au Nord de l'accident de Nazaré (Trias-Aalenien)*. Cahiers Univ. Catho. Lyon, sér. Sci., 4, pp. 121-125.

Schlumberger market analysis (2007). Disponível em <[https://www.slb.com/~media/Files/industry\\_challenges/carbonates/brochures/cb\\_carbonate\\_reservoirs\\_07os003.pdf](https://www.slb.com/~media/Files/industry_challenges/carbonates/brochures/cb_carbonate_reservoirs_07os003.pdf)>

Tucker, M. & Wright, V. P. (1990) – *Diagenetic processes, products and environments*. In: Tucker, M. & Wright, V. P. (eds), Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 314-364.

Uphoff, T. L. (2005) - *Subsalt (pre-Jurassic) exploration play in the northern Lusitanian basin of Portugal*. AAPG Bulletin. V. 89 (6), pp. 699-714.

Watkinson M. (1989) – *Triassic to Middle Jurassic sequences from the Lusitanian Basin Portugal, and their equivalents in other North Atlantic margin basins*. Thesis, Open University U.K., 390 pp., Milton Keynes.

Wilson, R. (1988) – *Mesozoic development of the Lusitanian Basin, Portugal*. REv. Soc. Geol. Española, 1(3-4), pp. 393-407.



Wilson, R. C. L., Hiscott, R.N., Willis, M. G. & Gradstein, F. M. (1989) – *The Lusitanian Basin of West-Central Portugal: Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphic and Subsidence History*. In Tankard, A.J. & Balkwill, H.R. (eds.): Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins, AAPG Memoir, 46, pp. 341-361.

Wright, V. P. (2002) – *Dissolution and porosity development in carbonates*. In: Evolution of Karst: From PreKarst to Cessation. Ljubljana-Postojna, pp. 13-20.

Wright, V. P. & Wilson, R. C. L., (1984) – *A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal*. Journ. Sed. Petrol. 54 (2), pp. 394-412, Tulsa.

Estampa I – sondagem Ramalhal – 1

Figura A: Profundidade 3170m, Caloviano. Alternância entre texturas *packstone* (litofácies 2 e 10), onde é visível em alguns casos um grau maior de bioturbação (litofácies 10), não sendo possível identificar os EFC, porém a fase de ligação é micrítica em ambas as situações.

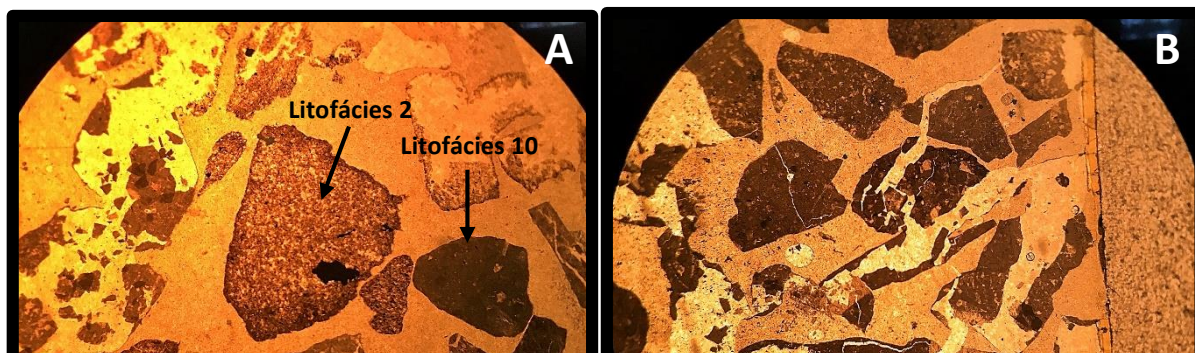
Figura B: Profundidade 3174m, Caloviano. Fácies típicas do Caloviano onde é possível observar a alternância frequente entre texturas típicas das litofácies 2, com os EFC a serem compostos por oncóides, raros oóides, bioclastos e litoclastos com matriz micrítica a bio-micrítica.

Figura C: Profundidade 3240m, Caloviano. Texturas do tipo *packstone* – *grainstone* com fase de ligação micrítica a bio-micrítica e microsparítica (litofácies 2) com EFC a serem compostos por oóides e bio/litoclastos, onde estas apresentam um maior hidrodinamismo face às fácies mais micríticas que estão em volta (litofácies 10).

Figura D: Profundidade 3314m, Caloviano. Texturas *wackestone* – *mudstone* margo – argilosas com aspecto “fibroso” (litofácies 9b) e *wackestones* compactos (litofácies 9a) numa matriz micrítica, que por vezes é bio-micrítica.

Figura E: Profundidade 3434m, Caloviano. Ocorrência de cimentos em forma de “menisco” e em “ponte” que estão entre os grãos dolomitizados (litofácies 11b) e de texturas “fantasma” (litofácies 11a).

Figura F: Profundidade 3444m, Batoniano superior. Secção incompleta da parte inicial de *Meyendorffina bathonica* (?).



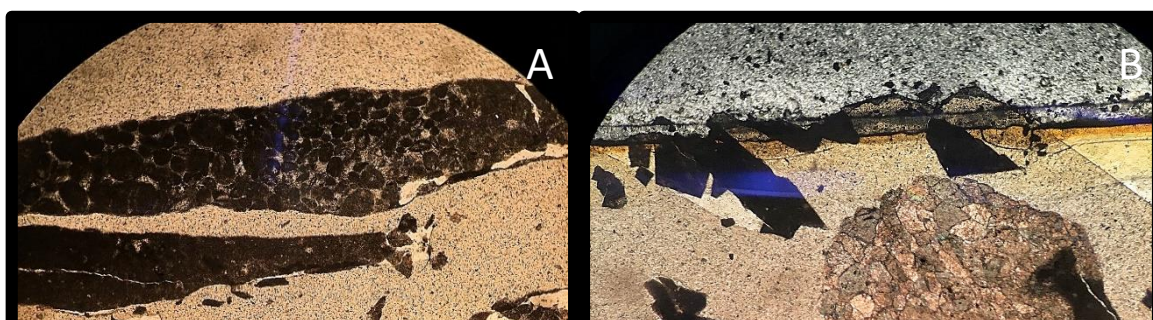
Estampa II – sondagem Ramalhal – 1

Figura A: Profundidade 3466m, Batoniano. Mistura de fácies *grainstone* oo/onco/litoclásticas com uma fase de ligação sparítica a microsparítica (litofácies 1) e *packstone* – *grainstone* – *rudstone* bio/intra/litoclásticas com uma fase de ligação micrítica a microsparítica (litofácies 2).

Figura B: Profundidade 3506m, Batoniano. Observa-se material mais argiloso de texturas *wackestone* – *mudstone* micríticos a biomicríticos (litofácies 9b). Junto destes fragmentos de *wackestones* são visíveis fragmentos de calcário dolomitizado – dolosparite (litofácies 11a) – onde é possível observar cristais romboédricos e texturas “fantasma”.

Figura C: Profundidade 3492m, Batoniano. Secção oblíqua de *Meyendorfina bathonica* (seta) numa fácies *wackestone* micrítica.

Figura D: Profundidade 3515m, Batoniano inferior. Secção oblíqua de *Alzonella cuvillieri* (seta) em fácies do Batoniano inferior com textura *wackestone* ligeiramente argilosa com fase de ligação micrítica.



Estampa III – sondagem de Benfeito – 1

Figura A: Profundidade 1730m, Caloviano. Fácies micríticas *wackestone* – *mudstone* (litofácies 9a), juntamente com fácies micríticas e biomicríticas *packstone* indiferenciadas com incremento de matéria argilosa (litofácies 10a) com fase de ligação micrítica. As fracturas encontram-se preenchidas por calcite.

Figura B: Profundidade 1746m, Caloviano. Presença de fácies de *grainstone* oo/onco/litoclásticas com uma fase de ligação sparítica a microsparítica (litofácies 1), podendo indicar o início de um ambiente de transição para fácies mais típicas do Batoniano. É visível material betuminoso a preencher algumas fracturas.

Figura C: Profundidade 1758m, Caloviano. Texturas *wackestone* – *mudstone* envoltas numa fase de ligação micrítica onde é possível verificar um incremento de matéria argilosa (litofácies 9b). É visível uma secção de *T. gr. gigantea-elongata* (seta).

Figura D: Profundidade 1782m, Batoniano superior. Fácies que variam de *wackestone* bioclásticos compactos (litofácies 9a) a *packstones* bio/litoclásticos (litofácies 2), ambos envoltos numa matriz micrítica a biomicrítica. Visualiza-se uma secção de *Meyendorffina bathonica*.

Figura E: Profundidade 2314m. Variação de texturas *grainstone* oolíticas com cimento sparítico (litofácies 1) a *packstones* indiferenciados com uma componente argilosa (litofácies 10a), numa matriz micrítica, por vezes escura, o que evidência presença de matéria orgânica. É possível observar algumas evidências de dolomitização, o que seria de esperar neste intervalo de transição entre o Batoniano inferior e o Bajociano superior. Também são visíveis algas calcárias do tipo *Porostromata* e alguns foraminíferos texturárideos.

Figura F: Profundidade 2618m, Bajociano inferior. Texturas *packstone* indiferenciados (litofácies 10) intercalados com texturas *packstone* – *wackestone* com ligeiras passagens de texturas *mudstone* (litofácies 9b), onde o incremento em material argilo-margoso é superior; a micrite é a fase de ligação que está presente. Um aspecto particular neste nível é a observação de diversos aspectos diagenéticos, nomeadamente a primeira fase de dolomitização (cristais euédricos, romboédricos dolomíticos mais “sujos”), comparativamente com os de segunda fase diagenética, onde ocorreu simultaneamente a desdolomitização e o preenchimento de alguns espaços vazios por calcite.



#### Estampa IV – sondagem de Vermoil – 1

Figura A: Profundidade 710m, Caloviano. Observam-se duas fácies distintas, uma textura *grainstone* típica com os oólitos a serem envoltos num cimento sparítico a microsparítico (litofácies 1) e outra textura *packstone* bio/onco/litoclástica com uma fase de ligação micrítica. As litofácies 1 aparentam ter um hidrodinamismo mais elevado comparativamente com a litofácies 2, correspondendo a uma zona de remobilização constante de material.

Figura B: Profundidade 750m, Caloviano. Calcário de fácies calciclástica, variando entre *packstone* – *grainstone* – *rudstone* com pisóides, oncóides, fragmentos de ostracodos, colónia de corais e litoclastos (litofácies 2) numa fase de ligação sparítica, microsparítica e micrítica.

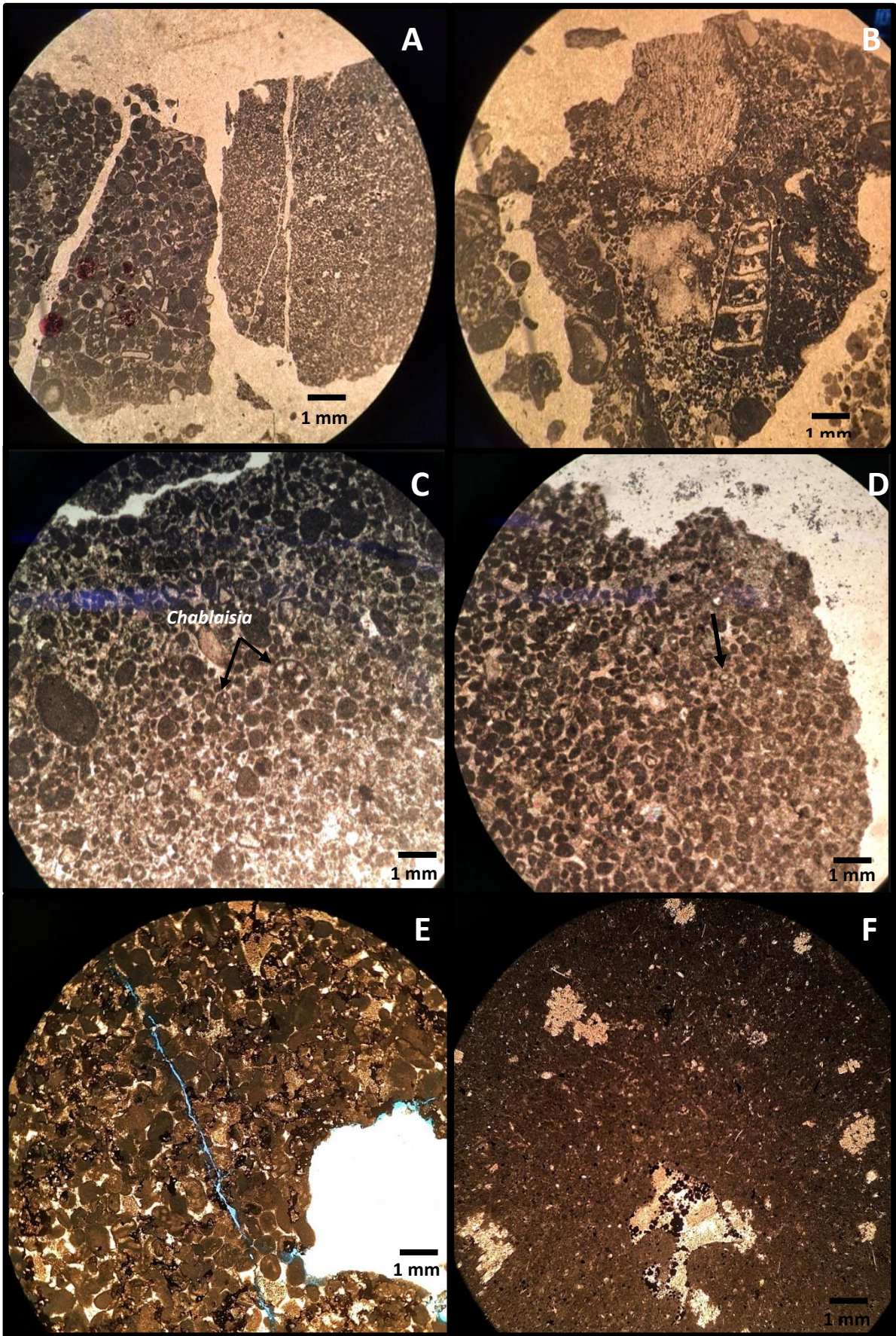
Figura C: Profundidade 774m, zona de transição entre o Caloviano inferior e o Batoniano superior. São visíveis texturas *grainstone* – *packstone* com os elementos figurados compostos por pelóides, oncóides e litoclastos numa fase de ligação micrítica e microsparítica (litofácies 2). Neste nível é visível uma secção de *Chablaisia chablaisensis*.

Figura D: Profundidade 804m, Batoniano. Observa-se uma secção oblíqua de *Meyendorffina bathonica* (seta), bem como fácies *packstone* numa matriz micrítica (litofácies 2), estando algumas destas texturas dolomitizadas, dando origem a morfologias do tipo “ponte”.

Figura E: Profundidade 1360m, Bajociano. Alternância de texturas e consequentemente de litofácies, visto ser observável uma textura *grainstone* em que os elementos figurados carbonatados são oóides, alguns pelóides e bioclastos, sendo a fase de ligação sparítica a microsparítica (litofácies 1) e outra textura *packstone*, que em alguns casos passa a *grainstone* bio-litoclástico (litofácies 2) com fases de ligação micrítica, sparítica e microsparítica; um aspecto particular prende-se com algum material betuminoso entre ou no interior de oóides e de litoclastos.

Figura F: Profundidade 1486m, Bajociano. Em associação com litofácies 2 e 10, observam-se fragmentos de um calcário com laivos mais argilosos, sendo uma biomicrite de tom escuro *packstone* (litofácies 9b); é esta fácies que se mostra na fotografia. Um aspecto relevante nesta lâmina é a presença de pseudomorfos de evaporitos, bem como a ocorrência de exsudações de betume entre os poros, o que comprova a existência de porosidade efectiva intergranular.







## Anexos II

### Lista de espécies de foraminíferos mencionados com o respectivo autor e data

*Alzonella cuvillieri* Bernier & Neumann, 1970  
*Chablaisia chablaisensis* (Septfontaine, 1977)  
*Mesoendothyra croatica* Gusic, 1969  
*Meyendorffina bathonica* Aurouze & Bizon, 1958  
*Nautiloculina oolithica* Mohler, 1938  
*Nautiloculina* sp.  
*Protopeneroplis striata* Weynschenk, 1950  
*Pseudocyclamina* sp.  
*Spiraloconolus giganteus* Cherchi & Schroeder, 1982  
*Spiraloconolus* aff. *giganteus* Cherchi & Schroeder, 1982  
*Trocholina gigantea* Pelissié & Peybernès, 1982  
*Trocholina* gr. *gigantea-elongata*  
*Trocholina* gr. *palastiniensis-alpina*  
*Trocholina* spp.